UNIVERSITE PARIS VI - PIERRE ET MARIE CURIE

THESE DE DOCTORAT

Présentée et soutenue publiquement pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Paris VI

Spécialité : Sciences de la Terre
Ecole Doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles

par
JEAN EMMANUEL SICART

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES FLUX D'ENERGIE, DU BILAN DE MASSE ET DU DEBIT DE FONTE D'UN GLACIER TROPICAL : LE ZONGO, BOLIVIE

Soutenue le 19 mars 2002
devant le jury composé de

M. Ghislain de MARSILY	Professeur, Université Paris VI	Directeur
M. Charles OBLED	Professeur, Université J. Fourier de Grenoble	Rapporteur
M. Michael KUHN	Professeur, Université de Innsbruck, Autriche	Rapporteur
Mme Katia LAVAL	Professeur, Université Paris VI	Examinatrice
M. Michel VALLON	Professeur, Université J. Fourier de Grenoble	Examinateur
Mlle Regine HOCK	Chargée de Recherche, Université de Stockholm, Suède	Examinatrice
M. Pierre RIBSTEIN	Directeur de Recherche, IRD	Invité

Glace : matière à réflexion.

Léo Campion, humoriste français (1905 -)

Remerciements

Je tiens à remercier Pierre Ribstein qui est à l'origine de cette thèse, et qui m'a toujours encouragé et soutenu. Sa grande capacité d'écoute et de compréhension en fait un très bon directeur de thèse.

Merci à Ghislain de Marsily et Alain Tabbagh pour m'avoir accueilli dans le laboratoire SISYPHE dont j'ai apprécié l'ambiance très agréable. J'ai ainsi pu vérifier que dans les contrées pluvieuses, froides et inhospitalières, les gens sont très accueillants. Merci donc aux chercheurs et aux thésards du laboratoire (en particulier pour le super crash-pad !), sans oublier Valérie et Nadine pour leur disponibilité et Maya pour son courage à s'attaquer aux multiples problèmes informatiques.

Un grand merci à toute l'équipe GREAT ICE pour m'avoir accompagné si longtemps. Merci aux bernard(s) Pouyaud et Francou pour leur très chaleureux accueil en Bolivie et leur aide constante ; merci à Robert, Jean Marc, Etienne, Mayu, Yves, Thomas, Edson… pour l'important travail de terrain effectué toujours dans la bonne humeur ; merci à Patrick pour son enthousiasme, son soutien et sa relecture attentive de cette thèse. Sans oublier Jean Pilou, sans qui aucune mesure n'aurait été possible et dont le calme fut utile à tempérer la fougue d'un jeune thésard. Merci aussi à Michel et Simone Servant pour une très agréable et instructive visite géologique du sud de la Bolivie.

Merci à chacun des membres du jury pour avoir bien voulu lire et critiquer ce lourd ouvrage. En particulier, merci à Michel Vallon pour s'être tant intéressé à mon travail et pour ces longues discussions (dois je dire monologues ?) sur des thèmes aussi variés que l'histoire de la science en Chine, les causes de la disparition des colons scandinaves installés au Groenland (dévorés ou morts de faim ?) ou l'influence de la tectonique sur la mesure du niveau marin… Un grand merci à Regine Hock pour avoir risqué (dans la bonne humeur) son modèle sur les très hautes altitudes des montagnes boliviennes. J'ai pu apprécier sa passion scientifique et sa grande ouverture d'esprit.

Merci aux membres de l'Instituto de Hidraulica e Hidrologia pour leur accueil (merci à Javier pour avoir sorti de ses tiroirs un modèle numérique du glacier). Sans oublier Rolando Fuerte dont les responsabilités toujours plus nombreuses en font un pilier des études glaciologiques en Bolivie.

Un grand merci à ma famille qui m'a fait confiance, soutenu et encouragé tout au long de ces années d'étude.

Enfin, un grand merci à Silvia pour sa patience et sa bonne humeur. Mention très honorable et toutes mes félicitations pour m'avoir supporté, ce qui fut sans aucun doute la tâche la plus difficile de cette thèse.

Table des matières

Résumé……...……..i
Abstract……...……...……iii
Notations…….……v

I INTRODUCTION……1

II PROBLEMATIQUE……5

III CONTEXTE,METHODES DE MESURE ET ETUDES ANTERIEURES….13
III.1 Introduction……13
III.2 Site d'étude……13
III.3 Contexte climatique……...17
III.4 Les méthodes de mesure du bilan de masse……22
III.4.1 Les méthodes glaciologique et hydrologique……...22
III.4.2 La méthode de bilan d'énergie…….26
III.5 La glaciologie tropicale ……..……31
III.5.1 Les études de bilan d'énergie sur les glacier tropicaux……31
III.5.2 Etudes sur le glacier du Zongo……..……...34
III.5.2.a Le modèle de Rigaudière et al.[1995b]……...…….……34
III.5.2.b La thèse de Wagnon [1999]……...…….…….35

IV PRECIPITATION ET BILAN DE MASSE……39
IV.1 Introduction……39
IV.2 Les précipitations……...……40
IV.2.1 Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements, Water Resource Research, soumis, 2001b……..….40
IV.2.2 Répartition des précipitations dans le bassin versant……...60
IV.3 La méthode glaciologique……..65
IV.3.1 Incertitudes en zone d'ablation……65
IV.3.2 Incertitudes en zone d'accumulation……66
IV.3.3 La méthode d'intégration des mesures…….69
IV.3.4 Discussion……69
IV.4 La méthode hydrologique…….….72
IV.5 Comparaison des bilans……74
IV.6 Conclusions……76

V ETUDE DES FLUX DU BILAN D'ENERGIE……...79
V.1 Introduction……79
V.2 ... Les flux radiatifs……80
V.2.1 Définitions……80
V.2.2 Les instruments de mesure……...85
V.2.3 La mesure directe de la radiation nette……86
V.2.3.a Introduction……..86
V.2.3.b Les sources d'erreur……...……..87
V.2.3.c Comparaisons entre trois bilanmètres…….……89

V.2.4 Albédo et radiation globale……..98
V.2.4.a Introduction……..98
V.2.4.b Facteurs de variation de l'albédo de la glace……..….100
V.2.4.c Cycles annuels de la radiation globale et de l'albédo…….…...102
V.2.4.d Réflectance de la neige selon la longueur d'onde et effets des poussières……..107
V.2.4.e La radiation globale par ciel clair…….……113
V.2.4.e.1 Solstices…….113
V.2.4.e.2 Le facteur de transmission atmosphérique……115
V.2.4.e.3 Variations spatiales de la radiation globale……...116
V.2.4.f Albédo par ciel clair……..…....…….120
V.2.4.f.1 Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes……120
V.2.4.f.2 Albédo et réflexions sur les pentes de neige…….136
V.2.4.f.3 Effets de la pente de surface sur l'albédo de la neige froide : Illimani, 6340 m……136
V.2.4.f.4 Conclusions……...…138
V.2.4.g Radiation globale et albédo par ciel nuageux……..…….139
V.2.4.h Conclusions sur le bilan radiatif solaire……144
V.2.5 Les flux radiatifs de grande longueur d'onde……146
V.2.5.a Introduction……146
V.2.5.b Précision de la mesure……..……147
V.2.5.c Facteurs de variation……..……...151
V.2.5.c.1 Variations au cours de l'année……..151
V.2.5.c.2 Variations à la surface du glacier……..157
V.2.5.d *Conclusions sur les flux radiatifs de grande longueur d'onde*…..…….162
V.3 Les flux turbulents……...164
V.3.1 Introduction……164
V.3.2 La couche limite atmosphérique au-dessus des glaciers……165
V.3.2.a La convection turbulente……..……165
V.3.2.b La couche limite atmosphérique…….……167
V.2.2.c Les interactions sur les glaciers…….……168
V.3.3 Méthodes de mesure des flux turbulents……170
V.3.3.a La méthode de corrélation turbulente……..……..……170
V.3.3.b Méthodes basées sur la mesure des profils moyens……...171
V.3.3.b.1 Les coefficients d'échange turbulent…….171
V.3.3.b.2 Les profils logarithmiques…….172
V.3.3.b.3 Effets de la stabilité……...174
V.3.3.b.4 Les hauteurs de rugosité……175
V.3.4 Observations sur le glacier du Zongo…….176
V.3.4.a La méthode de calcul des flux……176
V.3.4.b Température et humidité de l'air……....178
V.3.4.b.1 Précision de la mesure……...178
V.3.4.b.2 Observations et conséquences de la couche chaude……..185
V.3.4.b.3 Variations selon l'altitude…….188
V.3.4.c Vitesse et direction du vent…….188
V.3.4.c.1 Cycles diurnes et saisonniers…….189
V.3.4.c.2 Le vent de glacier……..191
V.3.4.c.3 Variations de la vitesse du vent selon l'altitude……193
V.3.4.d Relations entre les flux et les variables météorologiques…….……194

V.3.5 Conclusions sur les flux turbulents……198
V.4 Les autres flux……..200
V.4.1 Flux de conduction…….200
V.4.2 Energie apportée par les précipitations……..201
V.5 Conséquences de la haute altitude……..……202

VI MODELISATION DE LA FUSION……..205
VI.1 Introduction sur les modèles……...205
VI.2 La température de l'air et les modèles « degré-jour »……..207
VI.2.1 Introduction……207
VI.2.2 Relations entre la température et les flux d'énergie……...210
VI.2.2.a Corrélations sur l'année et sur la saison des pluies……..210
VI.2.2.b Comparaisons avec un autre site…….……..213
VI.2.3 Variations des corrélations…….214
VI.2.4 Influence des erreurs de mesure…….219
VI.2.5 Conclusion..……220
VI.3 Simulation des flux d'énergie et du débit de fonte……223
VI.3.1 Introduction……223
VI.3.2 Le modèle de Hock [1998]…….224
VI.3.3 L'écoulement de l'eau de fonte à travers le glacier……...226
VI.3.4 Simulation des flux radiatifs de courte longueur d'onde……...229
VI.3.4.a La radiation globale……...229
VI.3.4.b L'albédo……..231
VI.3.4.b.1 Formules rencontrées dans la littérature……231
VI.3.4.b.2 Formules de Hock [1998]……...……...236
VI.3.4.b.3 Décroissance de l'albédo de la neige……237
VI.3.4.b.4 Effets des chutes de neige…….240
VI.3.4.b.5 Synthèse……243
VI.3.5 Simulation des flux radiatifs de grande longueur d'onde……..244
VI.3.5.a La radiation de grande longueur d'onde incidente……244
VI.3.5.a.1 Introduction……...……244
VI.3.5.a.2 Ciel clair……245
VI.3.5.a.3 Ciel nuageux……..252
VI.3.5.b La radiation de grande longueur d'onde émise par la surface…….…259
VI.3.5.c *Synthèse*……..260
VI.3.6 La radiation nette par ciel nuageux……261
VI.3.7 Simulation des flux turbulents……...264
VI.3.8 Simulation du débit de fonte……..268
VI.3.8.a Simulation du débit de saison des pluie……270
VI.3.8.a.1 Cartes de localisation de la ligne de neige……271
VI.3.8.a.2 Calculs de l'albédo (simulation de référence)……...272
VI.3.8.a.3 Les sources d'énergie……273
VI.3.8.a.4 Les zones de production d'eau……..275
VI.3.8.a.5 Les erreurs d'albédo……..277
VI.3.8.b Calculs des flux radiatifs de grande longueur d'onde……...281
VI.3.8.c Simulation de la diminution du débit en saison sèche……282
VI.3.8.c.1 Simulation de « référence » : albédo calculé et Rl mesuré……...283
VI.3.8.c.2 Les erreurs d'albédo par faible hauteur de neige……..284
VI.3.8.c.3 Sources d'énergie et causes de la faible fusion en saison Sèche…...286
VI.3.8.d Flux de conduction sous la surface et stock de froid nocturne…….…290

VI.3.8.e Les flux turbulents en saison sèche……295
VI.3.9 Conclusions sur la modélisation des flux d'énergie et du débit de fonte……..……..297

VII UNE SYNTHESE DES CYCLES ANNUELS DES FLUX D'ENERGIE ET DU DEBIT DE FONTE……..301

VIII CONCLUSIONS GENERALES…….305

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES…….311

ANNEXE A : Wagnon, P., Ribstein, P., Francou,B., Sicart, J.E., Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/1998 El Nino year, *Journal of Glaciology*, *47*(156), 21-28, 2001……..……A-1

ANNEXE B : Extrait du manuel d'utilisation du modèle de Hock [1998]……....B-1

Résumé

Cette thèse porte sur le bilan de masse et l'écoulement de fonte d'un glacier des Andes tropicales : le glacier du Zongo en Bolivie (16°S, 68°W, 2.4 km^2, 6000 - 4850 m d'altitude). Le rythme des précipitations est marqué par une saison des pluies en été austral et une saison sèche en hiver. Une caractéristique importante des glaciers tropicaux est que l'ablation et l'accumulation sont toutes deux maximum en saison des pluies. L'étude est basée sur des mesures météorologiques, de bilan de masse et du débit de fonte effectuées au cours des années 1996 à 2000.

La comparaison des bilans de masse glaciologique et hydrologique montre que les pluviomètres sous-estiment les précipitations solides de 20 à 50 %. Le développement d'une méthode de mesure des chutes de neige par une sonde à ultrasons, à un pas de temps horaire, permet de caractériser les variations des précipitations. Les masses d'air humides proviennent du bassin amazonien et produisent des précipitations par effet orographique en milieu de journée dans les vallées andines, puis dans l'après-midi en haute montagne. En saison des pluies, la circulation atmosphérique régionale cause l'alternance sur 5 à 10 jours de conditions sèches et humides, ces dernières produisant de fortes chutes de neige nocturnes sur le glacier.

La fusion est calculée à partir des flux d'énergie mesurés sur le glacier par des stations météorologiques. Les variations de la radiation nette, principale source d'énergie, sont contrôlées par les nuages et l'albédo. Ce dernier dépend des chutes de neige qui recouvrent sporadiquement la glace en fusion. En saison sèche, les variations diurnes de l'albédo sont liées au cycle de l'angle zénithal solaire. En saison des pluies, la transformation rapide de la neige cause une forte décroissance de l'albédo, alors que les nuages entraînent une légère augmentation de celui-ci par effet spectral.

Les glaciers tropicaux sont caractérisés par une saisonnalité marquée du bilan radiatif thermique : presque nul en saison des pluies, il représente une forte perte d'énergie les journées de saison sèche. Les flux turbulents sont faibles en saison des pluies ; en saison sèche la perte de chaleur latente (sublimation) dépasse l'apport de chaleur sensible.

La température de l'air est un mauvais indice de la fusion des glaciers tropicaux, ce qui rend problématique l'utilisation de modèles « degré-jour ». Le flux de chaleur sensible est toujours faible en raison du faible vent, des faibles variations thermiques et de la faible densité de l'air à haute altitude. Ce sont les flux radiatifs, mal corrélés à la température, qui dominent l'intensité et la variabilité du bilan d'énergie, alors que sur les glaciers des plus hautes latitudes la chaleur sensible joue un rôle clé dans la variabilité de la fusion.

La simulation du débit de fonte avec le modèle de bilan d'énergie distribué de Hock [1998] permet une meilleure compréhension des processus de fusion. Le débit de fonte reste élevé en saison des pluies suite à l'alternance de la fusion de la glace par rayonnement solaire lors des périodes de beau temps avec la fusion de la neige par rayonnement thermique lors des périodes nuageuses amenant les précipitations. En saison sèche, le débit est réduit essentiellement par les pertes radiatives thermiques en journée et le refroidissement du glacier la nuit, mais aussi par les pertes d'énergie dues à la sublimation.

ABSTRACT

This study deals with the mass balance and melt discharge of an Andean tropical glacier: the Zongo glacier, Bolivia (16°S, 68°W, 2.4 km^2, 6000 - 4850 m a.s.l.). The year is marked by a dry season in austral winter and a wet season in summer. One important peculiarity of tropical glaciers is that both accumulation and ablation are maximum in wet season. The study is based on intensive field work carried out during the years 1996 to 2000, including meteorological, mass balance and discharge measurements.

The comparison between glaciological and hydrological mass balances shows that rain gauges underestimate solid precipitation by 20 to 50 %. Snowfall measurements on a hourly basis by an ultrasonic depth gauge allowed for characterization of variations in precipitation. Masses of moist air originate in the Amazon basin and produce precipitation by the orographic effect at midday in the Andean valleys, and in the afternoon in the high mountains. During the wet season, the alternation of periods of 5 to 10 days of dry and wet conditions, the latter producing heavy night-time snowfalls on the glacier, is related to the regional atmospheric circulation.

Melting is derived from energy fluxes measured on the glacier by meteorological stations. The fluctuations of net radiation, the main source of energy, are controlled by cloud cover and surface albedo. This latter depends on sporadic snowfalls covering a permanent melting surface. In the dry season, diurnal variations of the snow albedo are controlled by the incident angle of solar radiation. In the wet season, rapid snow metamorphism causes a marked albedo decrease, whereas cloud cover causes a small albedo increase by spectral effect.

Tropical glaciers are characterized by a marked seasonality of net long-wave radiation: almost zero in wet season, in dry season it represents an important sink of energy during the day. The turbulent fluxes are small in wet season; in dry season the energy lost by latent heat (sublimation) exceeds the gain by sensible heat.

Air temperature is not a useful parameter for the evaluation of melting of tropical glaciers, which makes the use of “degree-day” models problematic. The sensible heat flux remains small because of the low wind speed, the absence of major thermal seasonality and the reduced air density at high elevations. The energy balance intensity and variability are controlled by net radiation, which is poorly correlated to the temperature, whereas on glaciers at higher latitudes the sensible heat flux plays a key role in fluctuations of melting.

The simulation of melt discharge with the distributed energy balance model of Hock [1998] allows for a better understanding of the melting processes. The discharge remains high in wet season because of the alternation of ice melting by solar radiation during cloudless periods with snow melting by thermal radiation during cloudy periods which cause precipitation. The reduction of melting in dry season is mainly due to long-wave radiative losses during the day and cooling of the glacier during the night, but also to the energy lost by sublimation.

Notations

• A	Coefficient psychrométrique	$°C^{-1}$
• B	Flux d'énergie totale sous la surface	W m^{-2}
• Bn	Bilan de masse	Tonnes de glace par an
• C	Flux vertical de conduction de chaleur dans la neige/glace	W m^{-2}
• **C**	Vecteur de flux de conduction de chaleur dans la glace/neige	W m^{-2}
• C_O	Flux de conduction de chaleur en surface	W m^{-2}
• C_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
• D	Débit annuel du torrent émissaire	$m^3.an^{-1}$
• D_E	Coefficient « bulk » d'échange turbulent de chaleur latente	$m.s^{-1}$
• Df	Eclairement solaire diffux	W m^{-2}
• D_H	Coefficient « bulk » d'échange turbulent de chaleur sensible	$m.s^{-1}$
• D_M	Coefficient « bulk » d'échange turbulent de quantité de mouvement	$m.s^{-1}$
• Dr	Eclairement solaire direct	W m^{-2}
• ELA	Altitude de la ligne d'équilibre (Equilibrium Line Altitude)	M
• G	Radiation solaire globale	W m^{-2}
• H	Flux turbulent de chaleur sensible	W m^{-2}
• I_o	Constante solaire	W m^{-2}
• ITCZ	Zone de convergence intertropicale (Inter-Tropical Convergence Zone)	
• K	Temps de résidence moyen	heure
• K_E	Coefficient de diffusion turbulente de chaleur latente	$m².s^{-1}$
• K_g	Conductivité thermique de la glace	W m^{-1} K^{-1}
• K_H	Coefficient de diffusion turbulente de chaleur sensible	$m².s^{-1}$
• K_M	Coefficient de diffusion turbulente de quantité de mouvement	$m².s^{-1}$
• K_n	Conductivité thermique de la neige	W m^{-1} K^{-1}
• L	Flux turbulent de chaleur latente	W m^{-2}
• L*	Longueur de Monin-Obukhov	M
• L_f	Chaleur latente de fusion de la glace	J kg^{-1}
• L_o	Eclairement thermique atmosphérique par ciel clair	W m^{-2}
• L_s	Chaleur latente de sublimation de la glace	J kg^{-1}
• L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'eau liquide	J kg^{-1}
• M	Flux vertical de la quantité de mouvement horizontale	W m^{-2}
• P	Flux d'énergie apporté par les précipitations	W m^{-2}
• P_{an}	Précipitation annuelle	m ou mm d'eau.an^{-1}
• Ps	Intensité horaire des chutes de neige	mm d'eau.h^{-1}
• R	Radiation nette	W m^{-2}
• R_b	Nombre de Richardson « bulk »	Sans dimension
• Rc	Bilan radiatif de courte longueur d'onde	W m^{-2}
• Rc↓	Radiation de courte longueur d'onde incident (descendant)	W m^{-2}

• $Rc\uparrow$	Radiation de courte longueur d'onde réfléchie par la surface	W m^{-2}
• R_e	Nombre de Reynolds	Sans dimension
• Rextra	Eclairement solaire sur une surface horizontale à la distance moyenne terre-soleil et sans atténuation de l'atmosphère. Rextra dépend de la latitude et de la longitude du lieu, et du jour et de l'heure.	W m^{-2}
• RH	Humidité relative	%
• $\mathbf{R_i}$	Vecteur de flux radiatif	W m^{-2}
• $R_{i,o}$	Bilan radiatif juste sous la surface	W m^{-2}
• Rl	Bilan radiatif de grande longueur d'onde	W m^{-2}
• $Rl\uparrow$	Existence en radiation tellurique de la surface	W m^{-2}
• $Rl\downarrow$	Radiation de grande longueur d'onde incident (descendant)	W m^{-2}
• $Rl\downarrow_a$	Radiation de grande longueur d'onde provenant du ciel	W m^{-2}
• $Rl\downarrow_p$	Radiation de grande longueur d'onde émise par les parois	W m^{-2}
• Rn	Radiation nette	W m^{-2}
• S	Intégration des sources de chaleur dans la glace de la surface à la profondeur z*	W m^{-2}
• S_g	Part de la surface du bassin versant occupée par le glacier	%
• SMA	Station météorologique automatique	
• S_o	Source de chaleur dans la glace/neige	W m^{-3}
• S_x	Ecart type de la variable x	Unité de x
• T_0	Température de la surface	°C ou K
• T_c	Seuil de température entre la pluie (ou le grésil) et la neige	°C
• T_i	Température de la neige/glace	°C
• T_k	Température de l'air en Kelvin	K
• T_m	Température de l'air « mouillée »	°C
• T_p	Température des parois	°C ou K
• T_z	Température de l'air à la hauteur z en mètre	°C
• V_f	Facteur de vue du ciel	Sans unité
• b_c	Bilan de masse spécifique en zone d'accumulation	m ou mm d'eau
• b_h	Bilan de masse annuel spécifique du glacier selon la méthode hydrologique	m ou mm d'eau par an
• b_n	Bilan de masse annuel spécifique du glacier selon la méthode glaciologique	m ou mm d'eau par an
• c_e	Coefficient d'écoulement des surfaces sans glace	Sans dimension
• c_i	Capacité calorifique de la glace	J kg^{-1} K^{-1}
• c_p	Coefficient de proportionnalité entre l'augmentation de l'albédo et les précipitations horaires	h.mm $d'eau^{-1}$
• e	Pression de vapeur d'eau	hPa ou mb
• e_0	Pression de vapeur dans l'air en surface	hPa ou mb
• e_s	Hauteur d'eau équivalente de la couche de neige	mm d'eau
• e_s*	Seuil de hauteur d'eau équivalente de la couche de neige en dessous duquel la glace sous-jacente diminue l'albédo	mm d'eau
• e_w	Pression de vapeur saturante	hPa ou mb
• g	Accélération de la pesanteur	m s^{-2}
• h	Epaisseur du glacier	m
• h_o	Hauteur de la rugosité de suface	m ou cm
• k	Constante de Von Karman (k = 0.4)	Sans dimension
• m	Fusion spécifique	m ou mm d'eau
• n	Fraction du ciel couverte par les nuages (nébulosité)	Sans dimension

• n_j	Nombre de jours depuis la dernière précipitation solide	24 heures
• p	Pression atmosphérique	hPa ou mb
• q	Humidité spécifique de l'air	g kg^{-1}
• q_0	Humidité spécifique de l'air en surface	g kg^{-1}
• r(x,y)	Coefficient de corrélation entre les variables x et y	Sans unité
• t	Temps	s
• u	Vitesse horizontale du vent	$m.s^{-1}$
• u*	Vitesse de friction	m s^{-1}
• u_0	Vitesse horizontale du vent en surface	m s^{-1}
• w	Vitesse verticale du vent	m s^{-1}
• z	Hauteur au-dessus de la surface	m
• z*	Profondeur de la couche de surface où s'effectuent les transferts d'énergie	m
• z_0	Paramètre de rugosité de la quantité de mouvement	m
• z_{0q}	Paramètre de rugosité de l'humidité	m
• z_{0T}	Paramètre de rugosité de la température	m
• α	Albédo	Sans dimension
• ε	Facteur d'émission	Sans dimension
• ε_a	Facteur d'émission de l'atmosphère	Sans dimension
• $\varepsilon_{a,c}$	Facteur d'émission de l'atmosphère non nuageux	Sans dimension
• ε_p	Facteur d'émission des parois	Sans dimension
• ε_s	Facteur d'émission de la surface du glacier	Sans dimension
• φ_s	Angle d'azimut solaire	Radians
• λ	Longueur d'onde	µm
• θ	Température potentielle de l'air	°C ou K
• θ_s	Angle zénithal solaire	Radians
• ρ	Masse volumique de l'air	kg m^{-3}
• ρ_i	Masse volumique de la glace	kg m^{-3}
• ρ_n	Masse volumique de la neige	kg m^{-3}
• σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5.67\ 10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4})	W m^{-2} K^{-4}
• τ_o	contrainte de cisaillement en surface	kg m^{-1} s^{-2}
• ψ	Facteur de transmission	Sans dimension
• ζ	Facteur d'absorption	Sans dimension

I INTRODUCTION

Des glaciers tropicaux existent dans trois régions du monde : essentiellement dans les Andes sud-américaines (plus de 99 % des 2500 km² de l'ensemble des glaciers tropicaux), mais aussi en Nouvelle Guinée et en Afrique de l'Est (figure I.1).
Le climat des tropiques « internes » est constamment humide (8.5 % des glaciers en Equateur, Venezuela et Colombie[1], 0.5 % en Afrique de l'est et en Nouvelle Guinée), alors que le climat des tropiques « externes » est caractérisé par une saisonnalité marquée des précipitations avec une unique saison des pluies en été et une saison sèche prononcée en hiver (71 % des glaciers au Pérou, 20 % en Bolivie) [Schwerdtfeger, 1976].

Les glaciers tropicaux ont été peu étudiés malgré des intérêts appliqués de ressource en eau et de risque glaciaire, et un intérêt scientifique en tant qu'indicateurs climatiques. Ils jouent un rôle régulateur des cours d'eau en soutenant le débit d'étiage les quatre à six mois que dure la saison sèche. L'alimentation en eau et en hydroélectricité des capitales Lima, La Paz et Quito dépend en grande partie des eaux glaciaires [Francou et al., 1997]. La région andine présente des risques sismiques et/ou volcaniques, et les vidanges des lacs morainiques associés au retrait séculaire des glaciers tropicaux peuvent provoquer de graves catastrophes naturelles [Lliboutry et al., 1977 ; Ames et Francou, 1995].

Les glaciers tropicaux sont considérés comme des indicateurs des fluctuations climatiques à haute résolution temporelle [ex. Hastenrath, 1984]. Le recul général depuis la fin du Petit Age de Glace (du 16^{ième} au 19^{ième} siècle) a été documenté, mais les causes restent mal connues [ex. Allison et Kruss, 1977 ; Hastenrath, 1995 ; Kaser, 1996].
Les carottages dans les calottes sommitales des montagnes tropicales fournissent des informations paléoclimatiques complémentaires des grandes calottes polaires [e.g. Thompson et al., 1984b ; Thompson et al., 1998]. En particulier, le bilan de masse des glaciers tropicaux dépend directement du phénomène « El Niño » qui a une très large portée climatique [Thompson et al., 1984a ; Francou et al., 1995 ; Wagnon et al., 2001].

[1] pourcentages de la superficie totale des glaciers tropicaux, d'après Kaser et al. [1996a] et Hastenrath [1984].

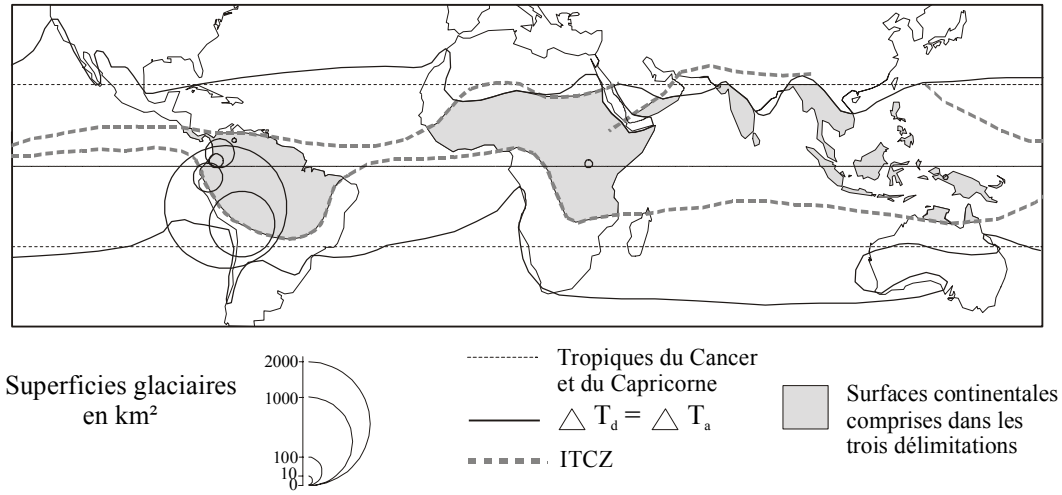


Figure I.1 : distribution des surfaces glaciaires dans la zone intertropicale, selon les différentes régions (d'après Kaser [1996])

Le climat détermine l'extension des glaciers à travers les chutes de neige et les flux d'énergie qui contrôlent la fusion. A la différence des glaciers des moyennes et des hautes latitudes, l'accumulation de neige et la fusion sont liées sur les glaciers tropicaux car elles interviennent en même temps en saison des pluies [Francou et al., 1995, Kaser et al., 1996a]. Tels les glaciers d'Himalaya à « accumulation d'été » [Ageta et Higuchi, 1984], les fréquentes chutes de neige de saison des pluies augmentent brutalement l'albédo de surface qui contrôle le bilan radiatif, la principale source d'énergie.

Pierre Ribstein et Bernard Francou (rejoints par Bernard Pouyaud et Pierre Chevallier) de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) ont lancé en 1991 le programme de recherche « Neiges et Glaciers Tropicaux », devenu « GREAT ICE » en 2000 (Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux) [Pouyaud et al., 1995]. Initié en Bolivie, le programme a progressivement développé un réseau de mesures des glaciers de la zone humide à la zone externe des Andes tropicales (figure I.2).
Sur chaque glacier étudié, le programme applique différentes méthodes de calcul du bilan de masse. La méthode hydrologique compare les précipitations avec le débit de fonte. La méthode glaciologique consiste à échantillonner directement les changements de masse à la surface du glacier. La méthode de bilan d'énergie mesure l'énergie disponible pour la fusion.

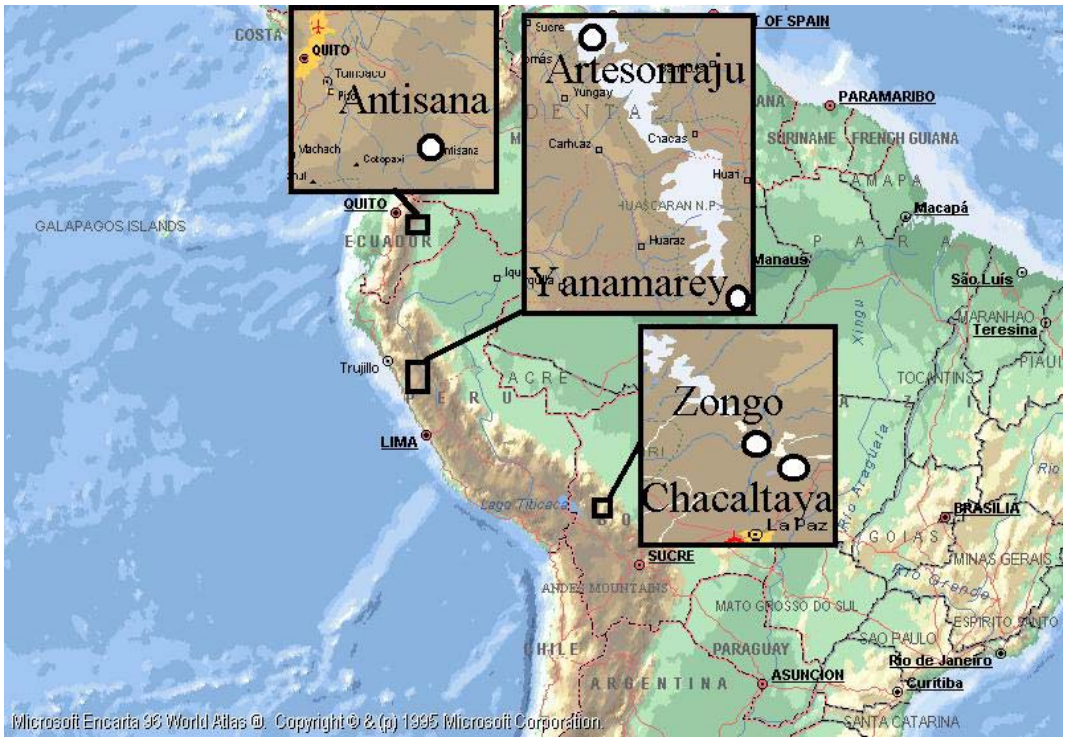


Figure I.2 : localisation des glaciers étudiés par le programme GREAT ICE depuis 1991 (d'après B. Pouyaud)

Les mesures de bilan d'énergie sur le glacier du Zongo en Cordillère Royale bolivienne (figure I.2) ont été initiées en 1996 par le programme GREAT ICE, afin d'expliquer les forts débits de fonte en période d'accumulation (saison des pluies). Les variations temporelles des flux d'énergie ont été analysées en un site [Wagnon, 1999], mais l'étude de la fusion de l'ensemble du glacier restait à entreprendre.

Afin de relier au climat le débit de fonte du glacier du Zongo, nous avons analysé les facteurs de variations des flux d'énergie, puis simulé la fusion sur toute la surface du glacier. Les questions abordées concernent les méthodes de mesure et l'estimation des erreurs, les spécificités climatiques de la haute montagne tropicale et les difficultés de modélisation.

La problématique et les hypothèses générales sont exposées dans la partie II. Une part importante de ma thèse a été consacrée aux observations sur le terrain et à l'amélioration du dispositif de mesure dans le bassin versant du glacier (partie III).

Alors que la température varie peu, la saisonnalité marquée des précipitations et des nuages rythme les variations de tous les flux d'énergie. La partie IV examine les variations spatiales et temporelles des précipitations dans le bassin versant du glacier en relation avec le contexte climatique. Les précipitations interviennent directement dans la

méthode hydrologique qui est comparée à la méthode glaciologique afin d'identifier les sources d'erreurs sur le calcul du bilan de masse.

L'objectif de la partie V est d'identifier les variables climatiques qui contrôlent les flux d'énergie, afin de développer des paramétrisations applicables en chaque point du glacier.

La partie VI discute des conditions d'applications de deux modèles de fusion glaciaire : le modèle statistique « degré-jour » reliant la fusion à la somme des températures positives et le modèle de bilan d'énergie distribué développé par Hock [1998] sur le Storglaciären en Suède.

Enfin, la partie VII présente une synthèse du cycle annuel de la fusion du glacier qui s'appuie sur l'analyse des flux d'énergie et sur les résultats de modélisation.

II PROBLEMATIQUE

Cette partie pose les principales hypothèses de travail et définit l'équation du bilan d'énergie en surface du glacier qui contrôle la fusion et le débit du torrent émissaire du glacier.

L'année hydrologique est comptée à partir du 1er septembre. La figure II.1 montre l'évolution du débit journalier du torrent émissaire du bassin versant au cours de l'année 1999-2000, en relation avec les précipitations et la température de l'air à proximité du glacier. Le débit de fonte est maximum en saison des pluies (été austral) et minimum en saison sèche (hiver austral). Contrairement aux précipitations, la température de l'air ne suit pas de saisonnalité marquée : l'amplitude thermique annuelle est inférieure à 10°C.
La figure II.2 montre les moyennes mobiles trimestrielles du débit de 1991 à 1999. Le cycle annuel est régulier : la période de forts débits est d'octobre à janvier et la période de faibles débits, environ 4.5 fois plus faibles, est de mai à août. L'événement « El Niño » 1997-1998 entraîne une très forte fusion dont le maximum est tardif, centré sur le mois de janvier (chapitre III.3).

- Le régime hydrologique

L'étude des facteurs de variation de l'écoulement de fonte tend à répondre aux différentes questions liées au pas de temps d'étude :

(i) Quelles sont les causes de variation du débit au cours de la journée ?

(ii) Quelles sont les causes de variation d'un jour sur l'autre ?

(iii) Quelles sont les causes des variations saisonnières ?, i.e. quels processus entraînent les forts débits de fonte en saison des pluies (période d'accumulation de neige en zone haute du glacier), et les faibles débits en saison sèche ?

(iv) Quelles sont les causes des variations inter-annuelles du débit ?

L'hydrogramme du bassin versant à forte influence glaciaire résulte du cycle diurne de la fusion du glacier, et de la réponse hydrologique des différentes parties du bassin. Le débit suit des variations diurnes marquées surimposées à un débit de base qui varie plus lentement. Le cycle diurne provient du drainage rapide, par ruissellement et/ou écoulement à travers les moulins, de l'eau de fonte de la neige ou de la glace des parties basses du glacier. Le débit de base provient de l'écoulement lent de l'eau de fonte de la neige des régions hautes, de la vidange de réservoirs temporaires dans le glacier et de l'eau souterraine provenant des moraines.

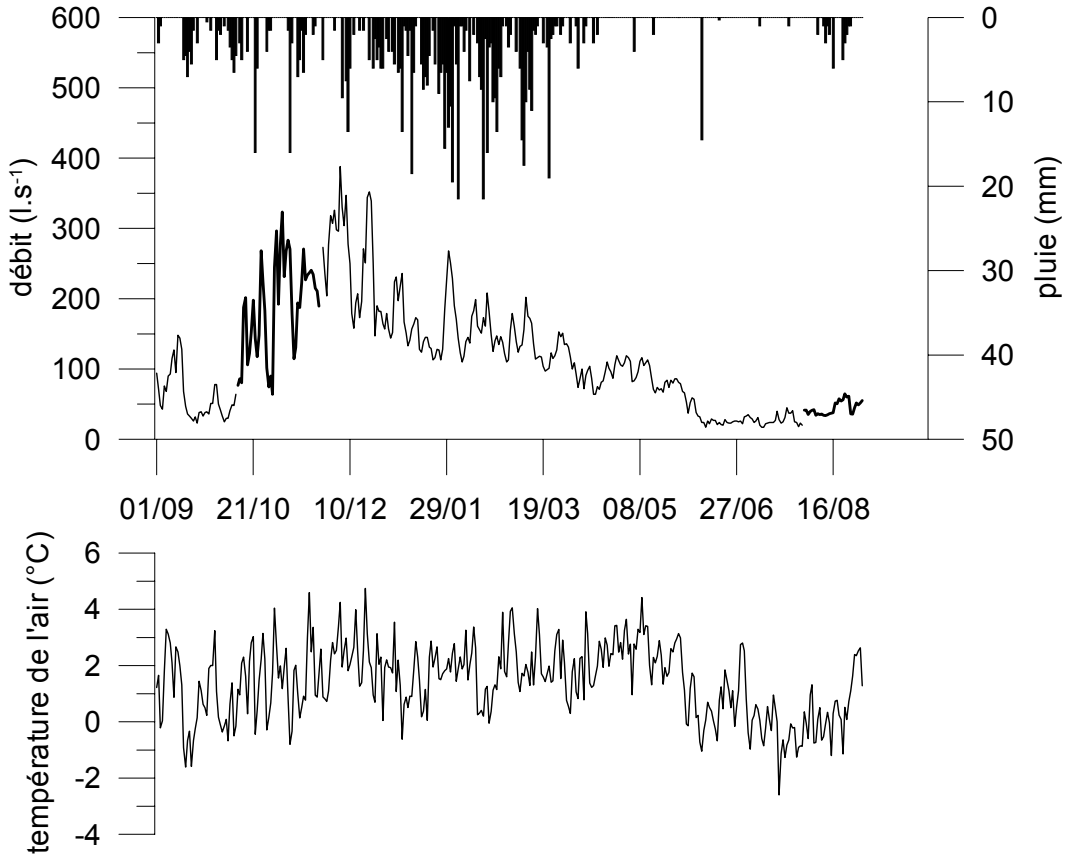


Figure II.1 : le graphe du haut montre le débit du torrent émissaire du glacier (axe Y de gauche) et les précipitations à 4750 m (axe Y de droite inversé). Le graphe du bas montre la température de l'air à 4750 m. Valeurs journalières de l'année hydrologique 1999-2000. Les lacunes des débits ont été reconstituées par des régressions multiples avec les variables météorologiques (trait gras) [Berthier et al., 2001b]

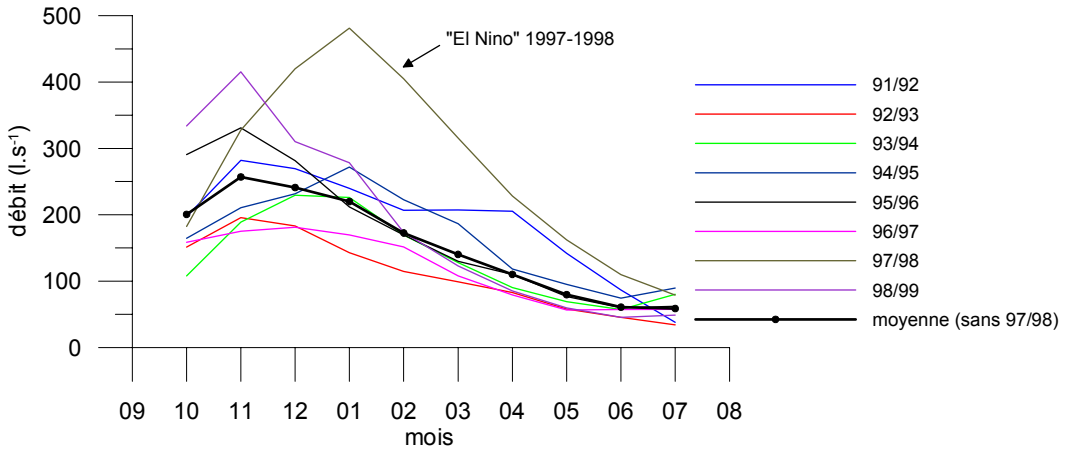


Figure II.2 : moyennes glissantes sur trois mois du débit du torrent émissaire du glacier de 1991 à 1999. (trait noir + points) montre la moyenne des années sauf 1997-98.

- Du régime hydrologique au bilan de masse

Le débit de fonte, auquel il faut ajouter l'évaporation et la sublimation, représente la perte de masse du glacier. Le bilan de masse du glacier traite des changements de masse, et de la répartition de ces changements dans le temps et dans l'espace. Il concerne plus particulièrement les changements annuels. Les termes d'apport et de perte du bilan de masse sont respectivement l'accumulation et l'ablation. L'accumulation inclut tout processus au cours duquel de la matière est ajoutée au glacier. L'apport se fait généralement sous forme de chutes de neige qui se transforment progressivement en glace. Avalanches, apport de neige par le vent, formation de givre, et gel de l'eau de pluie dans le névé sont les autres processus d'accumulation. L'ablation inclut tout processus au cours duquel de la neige ou de la glace est perdue par le glacier. Le principal processus d'ablation est la fusion de la neige ou de la glace suivie de l'écoulement. La sublimation et le déplacement de la neige par le vent sont d'autres processus d'ablation.
L'ajustement d'un glacier à un changement de son bilan de masse se fait progressivement sur plusieurs décennies, voire quelques siècles. Un glacier peut avancer ou reculer en réaction à une ancienne modification de bilan, même si le bilan de l'année en cours est équilibré. Si le bilan de masse reste nul pendant plusieurs années, les dimensions du glacier vont finalement rester constantes. Le glacier est alors dit en état d'équilibre. C'est un concept théorique important, mais en fait jamais rencontré dans la réalité.

- Du bilan de masse au bilan d'énergie

Les processus d'ablation ont lieu essentiellement en surface du glacier et concernent les interactions entre la glace et l'air, incluant les interactions entre la neige et l'air (on ne parlera que de glace puisqu'il est question de la phase solide de l'eau). Différents types d'interaction existent : l'effet dynamique direct du vent sur la surface, les précipitations et les échanges d'énergie.
Cette thèse s'intéresse plus particulièrement aux échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère, qui sont du domaine d'étude de la micrométéorologie. Le chercheur finlandais Theodor Homèn (1858-1923) en est un pionnier par ses mesures comparatives de bilans d'énergie sur différents types de sol en août 1893. Un des premiers ouvrages sur le sol et le climat à « très petite échelle » est celui de Gregor Kraus (1841-1915) en 1911 [Kraus, 1911]. Geiger [1927] a publié très tôt une étude des échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère, avec comme principale préoccupation les effets sur la végétation.

A travers ses nombreuses rééditions [ex. Geiger, 1966], cet ouvrage reste une référence très souvent citée.
Oke [1987] fait une présentation très claire des interactions dans les basses couches de l'atmosphère, incluant les modifications anthropiques. Poggi [1977], qui était un spécialiste des mesures au-dessus de la neige, Stull [1988] et Garratt [1992] s'intéressent aux transferts turbulents et à la dynamique de la basse atmosphère.
Brutsaert [1982] fait une excellente revue historique des théories de l'évaporation allant de l'antiquité grecque aux fondements des théories actuelles (XIX^{ème} siècle). Barry [1992] présente une étude des échanges d'énergie appliquée au milieu de la montagne, Garstang et Fitzjarrald [1999] en présentent une application au milieu tropical.

Peu d'ouvrages traitent des échanges d'énergie entre l'atmosphère et la glace [ex. U.S. Army Corps of Engineers, 1956 ; Kuz'min, 1961 ; Lliboutry, 1964 ; Paterson, 1994]. Hock [1998] présente une revue historique complète des études en milieu glaciaire.
La neige et la glace ont pour caractéristiques :

- la température est fixée à zéro en conditions de fusion ;
- la radiation solaire pénètre dans la glace et dans la neige ;
- l'albédo dans le spectre solaire est généralement élevé et peut varier beaucoup ;
- l'émissivité en rayonnement de grande longueur d'onde est élevée ;
- la glace et surtout la neige conduisent mal la chaleur.

- L'équation du bilan d'énergie

L'équation du bilan d'énergie à la surface de glace ou de neige s'écrit comme une application de la loi de conservation de l'énergie sur les composantes verticales des flux en surface [ex. Kraus, 1973] :

$$R + B + H + L + P = 0 \qquad \text{(II.1)}$$

$$R = (1-\alpha)\, G + Rl\downarrow - Rl\uparrow \qquad \text{(II.2)}$$

où R est la radiation nette, G est la radiation solaire globale, α est l'albédo de la surface, $Rl\downarrow$ et $Rl\uparrow$ sont respectivement la radiation de grande longueur d'onde incidente et émise par la surface, B est le flux total sous la surface (incluant la fusion), H et L sont respectivement les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, et P est l'énergie apportée par les précipitations (notations p.ii). Suivant Müller et Keeler [1969], on néglige l'énergie mécanique apportée par la friction du ruissellement de l'eau de fonte et les perturbations anthropiques (« cultural disturbances »).

Les flux ont la dimension d'énergie par unité de surface et de temps, et sont comptés positifs lorsqu'ils sont dirigés vers la surface. Les composantes verticales, ou plutôt les composantes perpendiculaires à la surface, sont les seules prises en compte dans le bilan d'énergie car les flux horizontaux ne transportent pas d'énergie vers la surface. Les flux sont examinés ici en situation sans précipitations (P = 0).

On considère que les flux R, H et L ne varient pas avec la hauteur dans les deux premiers mètres. L'hypothèse de flux constant est valide au vue de la précision de la mesure des flux et est nécessaire, car R, H et L ne peuvent pas être mesurés directement à la surface. Cette hypothèse implique une hauteur d'au moins 2 m de la couche de surface, i.e. de la région pleinement turbulente où les flux d'énergie turbulente verticaux H et L ne se distinguent pas beaucoup de leur valeur en surface [Brutsaert, 1982, p.54].

B est la composante verticale du flux d'énergie totale juste en dessous de la surface. Ce terme, qui inclut la fusion, nécessite des explications. Le bilan d'énergie d'un volume de glace s'écrit :

$$\frac{d(\rho_i c_i T_i)}{dt} = -div(\mathbf{R_i} + \mathbf{C}) + S_o \qquad \text{(II.3)}$$

où ρ_i est la masse volumique, c_i est la chaleur spécifique, T_i est la température, t est le temps, $\mathbf{R_i}$ est le vecteur de flux radiatif, **C** est le vecteur de flux de conduction de la chaleur, et S_o est la source de chaleur dans la glace. Pour un solide opaque, le terme de divergence de l'équation (II.3) se réduit à –div (**C**). Or, la glace laisse passer la radiation solaire : environ 20 cm de neige ou 185 cm de glace sont nécessaires pour absorber 99 % du rayonnement solaire incident [Lliboutry, 1964, p.341]. Les changements de phase provoquent un flux S_o positif (gel) ou négatif (fusion).

Dans l'hypothèse d'homogénéité horizontale, l'équation (II.3) s'écrit (flux dirigés vers le bas comptés positifs) :

$$\frac{d(\rho_i c_i T_i)}{dt} = \frac{dR_i}{dz} + \frac{dC}{dz} + S_o \qquad \text{(II.4)}$$

L'équation (II.4) peut être intégrée de la surface à la profondeur z* où les flux d'énergie sont tous nuls :

$$\int_0^{z^*} \frac{d(\rho_i c_i T_i)}{dt}\, dz = 0 - (R_{i,o} + C_o) + \int_0^{z^*} S_o\, dz \qquad \text{(II.5)}$$

Le système est décomposé en deux zones [ex. Obled and Rosse, 1977] :

- une couche superficielle de profondeur z*, où s'effectuent les transferts d'énergie.

- le manteau neigeux ou la glace de glacier qui soit est isotherme à la température de fusion (glacier tempéré), soit accumule des frigories.

L'énergie juste sous la surface provient de la radiation et de la conduction de chaleur :

$B = R_{i,o} + C_o$ (II.6)

On note : $\int_0^{z^*} S_o \, dz = S$ (II.7)

De (II.5), (II.6) et (II.7) on obtient :

$$B = -\int_0^{z^*} \frac{d(\rho_i \, c_i \, T_i)}{dt} \, dz + S \quad \text{(II.8)}$$

L'équation (II.8) donne l'explication de B : la composante verticale du flux total sous la surface représente le changement d'énergie interne de la glace et l'énergie de changement de phase (gel : S positif, fusion : S négatif).

De (II.1) et (II.8) on obtient :

$$R - \int_0^{z^*} \frac{d(\rho_i \, c_i \, T_i)}{dt} \, dz + S + H + L = 0 \quad \text{(II.9)}$$

En régime permanent on a :

$R + S + H + L = 0$ (II.10)

A cause du cycle diurne des flux d'énergie, le régime permanent n'est qu'une approximation [Kuhn, 1987].

La figure II.3 représente les flux pour la surface en fusion et le bilan (R + H + L) positif. Le schéma ne prend pas en compte les échanges d'énergie causés par la percolation de l'eau de fonte. Au-dessus de la surface, R, H et L ne dépendent pas de la hauteur, en première approximation. Sous la surface, R_i et C dépendent de la profondeur. R_i décroît en intensité de façon exponentielle avec la profondeur selon la loi d'extinction de Lambert [ex. Mellor, 1977 ; Warren, 1982]. Les flux H, L et Rl sont transformés en chaleur en surface. Par contre, la radiation de courte longueur d'onde (Rc) pénètre dans la glace.

En z = 0 : $R_{i,o} = -$ Rc (II.11)

Et selon (II.1) et (II.6) : $C_o = -$ (H + L +Rl) (II.12)

Le flux de conduction de chaleur en surface provient des flux turbulents et de la radiation de grande longueur d'onde. Les équations (II.9) et (II.10) montrent qu'il n'est pas nécessaire de considérer en détail les flux R_i et C en dessous de la surface, si on connaît leurs effets intégrés dans la glace, c'est-à-dire leurs effets sur le changement d'énergie interne de la glace et sur l'énergie de regel ou de fusion (S).

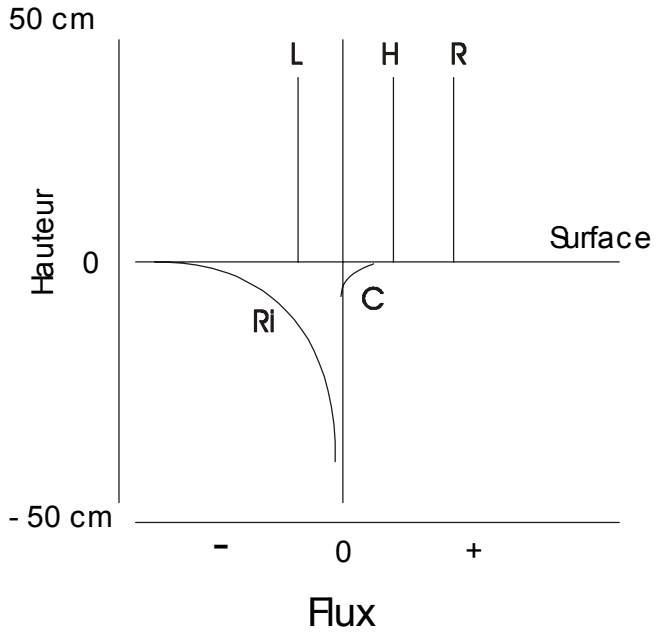


Figure II.3 : schéma des flux d'énergie en surface du glacier en fusion : (R+H+L) positif.

- Hypothèses sur le glacier du Zongo

L'advection de chaleur avec le mouvement de la glace est négligeable dans les glaciers tempérés. Le flux géothermique et la friction de la glace à la base du glacier entraînent une fusion négligeable devant les flux en surface. L'étude de la fonte du glacier du Zongo revient donc à résoudre l'équation du bilan d'énergie (II.1) en chaque point du glacier.

Depuis 1991, le front du glacier du Zongo recule d'une dizaine de mètres par an. La perte de surface annuelle au front (d'environ 100 m de largeur) ne représente qu'un millième de la surface de la zone d'ablation. Les changements de superficie du glacier sont donc négligés dans le calcul de la fusion.

Les flux d'énergie en surface du glacier sont mesurés par deux stations météorologiques à 5050 et 5150 m d'altitude. L'écoulement de la glace entraîne les stations à une vitesse de dix à vingt mètres par an, causant une diminution de l'altitude de 2 à 4 m par an (la pente de la surface aux stations est inférieure à 10°). En première approximation, le bilan de masse dans la zone d'ablation du glacier du Zongo diminue de 2 m d'eau par an et par 100 m de dénivelé [Sicart et al., 1998]. Ainsi, l'écoulement de la glace entraîne une diminution du bilan de masse aux sites des stations de l'ordre de quelques centimètres d'eau par an, ce qui est inférieur à la précision de la mesure de l'ordre de ± 10 cm d'eau.an^{-1} [ex. Vallon et Leiva, 1981].

Ainsi, les flux d'énergie sont calculés en considérant le glacier immobile en état d'équilibre, sans changement de volume.

III CONTEXTE, METHODES DE MESURE ET ETUDES ANTERIEURES

III.1 Introduction

Mon travail s'inscrit dans un programme de recherche initié il y a 10 ans. Dans ce chapitre de présentation du contexte de l'étude, je me suis efforcé de présenter des éléments nouveaux et complémentaires des études précédentes. Autant les variations journalières, saisonnières et interannuelles des variables météorologiques ont été amplement commentées dans les rapports annuels de l'IRD [Rigaudière et al., 1995a ; Wagnon et al., 1995 ; Berton et al., 1997 ; Sicart et al., 1998 ; Leblanc et al., 2000, Etienne et al., 2001a et 2001b] et repris par Wagnon [1999], autant le contexte climatique régional n'a été que brièvement présenté dans ces études. Le chapitre III.3 présente les caractéristiques climatiques de la région andine bolivienne. Le chapitre III.4 présente le dispositif de mesure du bilan de masse du glacier du Zongo. Le chapitre III.5 fait une revue des études des glaciers tropicaux, en particulier les études du bassin versant du glacier du Zongo.

III.2 Site d'étude

Le glacier du Zongo est situé sur les flancs du Huayna Potosi (16°15'S, 68°10'W) en Cordillère Royale bolivienne à environ 30 km au nord de La Paz (Figure III.1). La Cordillère Royale de direction NW-SE regroupe un peu plus de la moitié des glaciers de Bolivie [Jordan, 1991]. Elle est bordée à l'est par le haut plateau andin Altiplano (15°S-21°S, d'altitude moyenne 3800 m) et à l'ouest par le bassin amazonien. Le glacier s'écoule sur environ 3 km de 6000 m à 4850 m d'altitude, selon une exposition sud-est, puis est (figure III.2).

En raison de la mauvaise qualité des cartes de la région, différentes estimations des superficies du glacier et de son bassin versant ont été présentées dans les études antérieures. Les cartes présentées ici sont les plus précises disponibles, et proviennent d'une restitution photogrammétrique effectuée en 1997 à Düsseldorf par l'ingénieur Javier Mendoza (Instituto de Hidraulica e Hidrologia de La Paz) et le professeur Ekkehard Jordan (département de géographie physique de l'université de Düsseldorf). Le modèle numérique de terrain obtenu est composé de 35 856 mailles de 20×20 m^2 représentant le bassin versant. Les superficies du bassin versant, du glacier et de leurs projections sur le plan horizontal sont présentés dans le tableau III.1.

Les hauteurs d'eau de pluie sont mesurées par unité de surface projetée sur le plan horizontal (la surface de captation des pluviomètres est positionnée horizontalement). Par contre, la fusion ou les flux d'énergie sont calculés par unité de surface « réelle », inclinée.

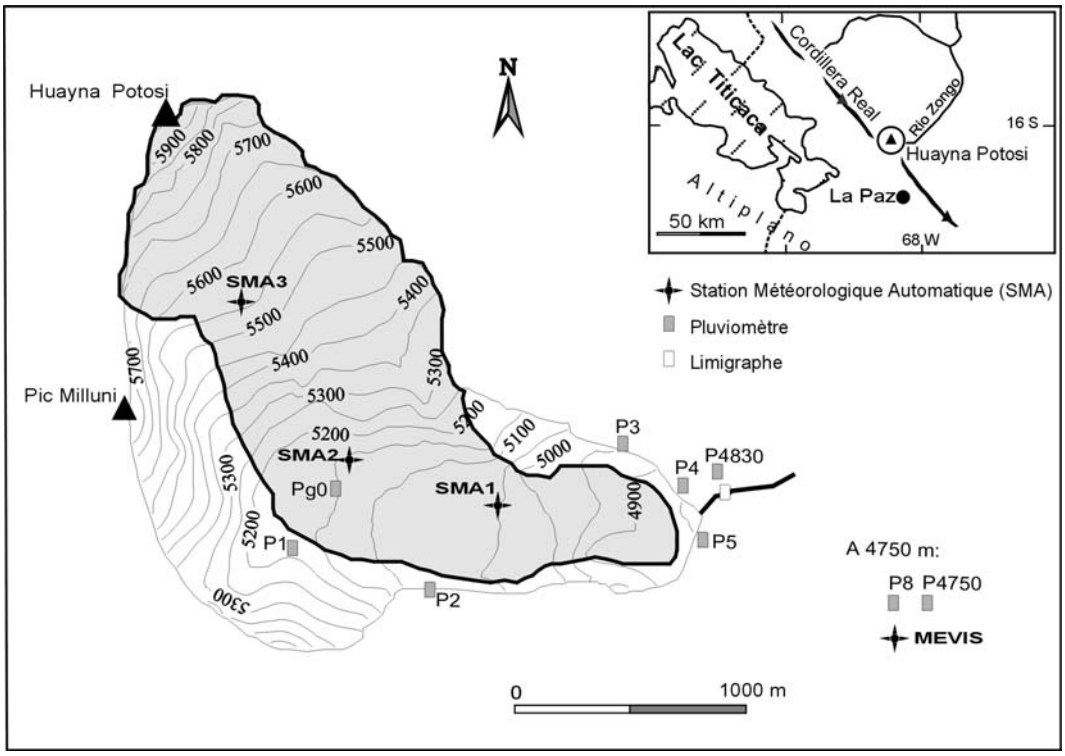


Figure III.1 : carte du bassin versant du glacier du Zongo et de son dispositif de mesure.

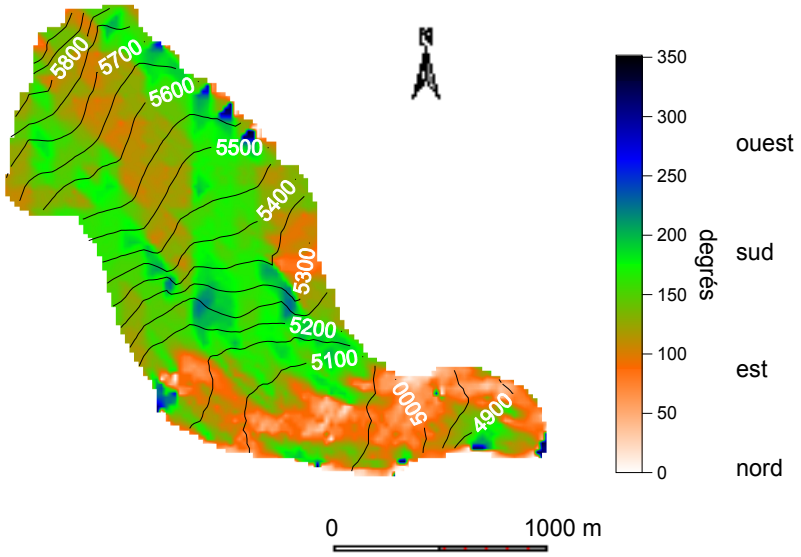


Figure III.2 : carte des orientations de la pente des mailles 20 × 20 m² du glacier du Zongo.

Tableau III.1 : superficies du glacier du Zongo et de son bassin versant

	Superficie (km²)	**Superficie horizontale* (km²)**
Bassin versant	3.66	3.17
Glacier	2.39	2.15
% de glacier	65	68

* projection sur le plan horizontal

La figure III.3 représente la courbe hypsométrique du glacier selon dix classes de dénivelé. Un maximum de la courbe correspond à un replat, un minimum à un ressaut. Le glacier a pour pente moyenne 22.5°. Il s'écoule du sommet sud du Huayna Potosi (6000 m) par une pente raide de plus de 40° (figure III.4). Plus bas, la zone d'accumulation est constituée d'une zone de faible pente représentée par les fortes valeurs de la courbe hypsométrique entre 5300 et 5700 m. Une chute de séracs entre 5400 et 5300 m débouche sur le long replat de la zone d'ablation (figure III.4). Ce replat marque le changement d'orientation du glacier du sud vers le sud-est (figure III.2) et est interrompu vers 5000 m par une deuxième chute de séracs. Le glacier du Zongo peut être considéré comme un glacier de pente et de vallée car il couvre une pente assez uniforme d'une montagne et se prolonge dans la vallée avec une pente moindre [Lliboutry 1964, p.435].

Le facteur de vue du ciel de chaque maille du glacier est un paramètre important du calcul des flux radiatifs (figure III.5). Le facteur de vue est un rapport géométrique qui représente la fraction de radiation émise par une surface qui est interceptée par une autre surface [Oke, 1987, p.351]. Il peut être estimé selon :

$V_f = \cos^2(H)$ (III.1)

où H est l'angle d'horizon moyen.

Le facteur de vue du ciel est égal à 1 pour un horizon dégagé et à 0 pour un ciel complètement obstrué. Les zones du glacier de plus faibles facteurs de vue sont situées sous le sommet, dans les zones de séracs et sous la paroi rocheuse en rive droite du glacier vers 5300 m d'altitude (figures III.1 et III.5).

En aval d'une rimaye à 5700 m d'altitude, le glacier est tempéré : toute la glace est à la température de fusion sauf une couche de surface, d'environ 1 m d'épaisseur à 5150 m, qui est sujet à des variations thermiques saisonnières [Francou et al., 1995 ; Wagnon, 1999].

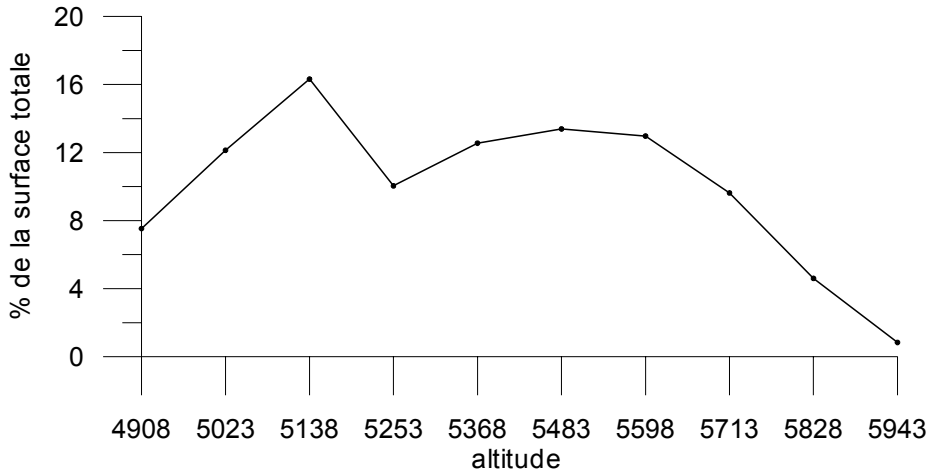


Figure III.3 : courbe hypsométrique du glacier du Zongo selon 10 tranches d'altitude de 115 m de dénivelé chacune.

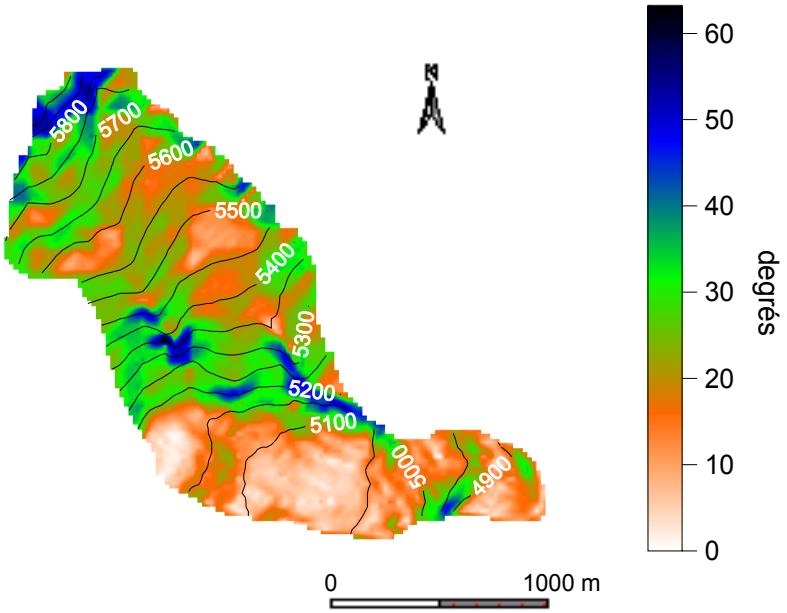


Figure III.4 : carte des pentes des mailles 20 × 20 m² du glacier du Zongo.

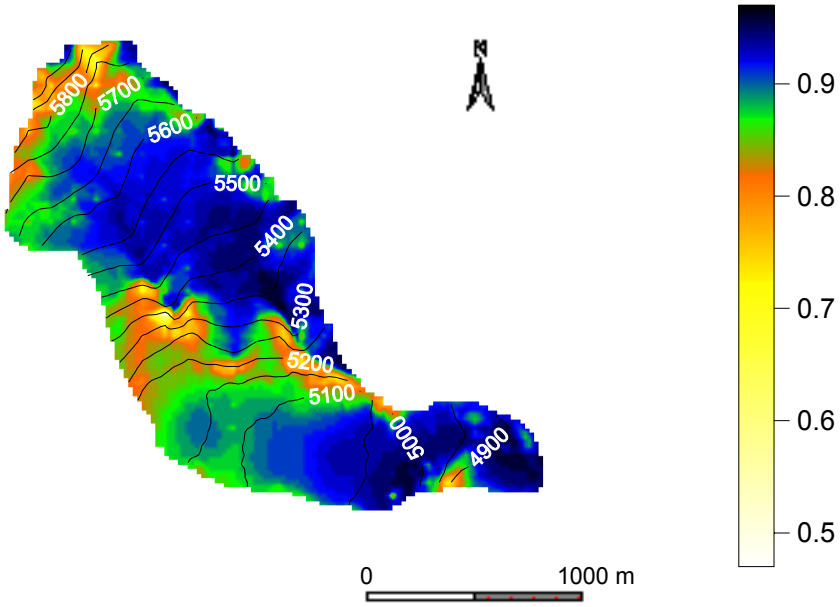


Figure III.5 : carte des facteurs de vue des mailles 20 × 20 m² du glacier du Zongo.

III.3 Contexte climatique

Ce chapitre décrit le contexte climatique général de la région andine bolivienne. Les cycles annuels et nycthéméraux des variables météorologiques mesurées dans le bassin versant du glacier du Zongo seront analysés dans le chapitre IV.2 [Sicart et al., 2002] et dans la partie V.

- Les tropiques

Selon Kaser [1996], la zone tropicale est définie comme l'intersection de trois surfaces du globe terrestre : la surface balayée par la zone de convergence intertropicale, la surface où l'amplitude thermique diurne est supérieure à l'amplitude thermique annuelle, et la surface comprise entre les tropiques du Cancer et du Capricorne (figure I.1).

Garstang et Fitzjarrald [1999] privilégient les caractéristiques de la circulation atmosphérique. Aux latitudes tempérées, les mouvements sont contrôlés par l'accélération de Coriolis et par les gradients horizontaux de pression dus à la répartition des sources de chaleur (équilibre géostrophique). A proximité de l'équateur où l'accélération de Coriolis est réduite, l'approximation d'équilibre géostrophique n'est plus valable. La présence quasi permanente des anticyclones subtropicaux, résultant des branches descendantes des cellules de Hadley, entraîne de longs temps de contact de l'air avec l'océan qui recouvre 80 % de la zone intertropicale. Les discontinuités horizontales de l'atmosphère sont alors effacées par contact prolongé avec une surface saturée en humidité et de température uniforme. Il en résulte une atmosphère tropicale maritime dépourvue de gradients horizontaux marqués en température, humidité ou pression (dépourvue donc d'énergie potentielle). Les sources d'énergie des moyennes et hautes latitudes sont absentes : c'est la chaleur latente stockée dans la vapeur d'eau évaporée des vastes surfaces des océans tropicaux qui est la principale source d'énergie sous les tropiques. Les saisons sont distinguées en terme d'humidité et non de température car l'humidité sous forme vapeur ou liquide est la variable prédominante dans l'atmosphère tropicale, déterminant le climat sur toutes les échelles de temps et d'espace.

Hastenrath [1991] fait une revue complète de l'ensemble des caractéristiques tropicales et conclut que la zone tropicale est comprise entre les latitudes 30°S et 30°N, englobant la moitié de la superficie terrestre. Sous les tropiques, les processus de période journalière et les circulations locales sont beaucoup plus vigoureux qu'aux plus hautes latitudes. La délimitation par les tropiques du Cancer et du Capricorne aurait une justification astronomique, mais non météorologique. Bien que légèrement mobiles avec les saisons, les positions des anticyclones subtropicaux définissent une limite naturelle des tropiques.
L'atmosphère tropicale est caractérisée par des températures élevées et une forte humidité. Cependant, des masses d'air d'origine et de caractéristiques tropicales peuvent pénétrer loin dans les moyennes latitudes au cours de l'été.
Si on considère le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère, les basses latitudes sont les régions de gain d'énergie pour le système terre-atmosphère. Néanmoins, la ligne de bilan

radiatif nul ne représente pas non plus une limite des tropiques car elle varie beaucoup en latitude au cours de l'année. Concernant les cycles thermiques, Hastenrath [1991] est en désaccord avec Kaser [1996] en notant que la limite des régions de cycle diurne de plus forte amplitude que le cycle annuel n'est pas nette, la transition est graduelle.

- La haute montagne andine

Le climat des montagnes andines est contrôlé par la haute altitude et les effets topographiques. A 5000 m d'altitude, la pression atmosphérique est moins de la moitié de sa valeur au niveau de la mer. La faible pression atmosphérique s'accompagne d'une faible densité de l'air et de faibles températures et humidités de l'air. L'épaisseur réduite de la couche atmosphérique amplifie le cycle thermique nycthéméral en raison d'une faible atténuation du rayonnement solaire et d'un fort refroidissement radiatif nocturne de la surface. La partie V détaille les conséquences de la haute altitude sur les flux d'énergie en surface du glacier du Zongo.

- La zone de convergence intertropicale et les précipitations

Le massif du Huayna Potosi se situe dans la zone externe des tropiques sud (16°S, figure I.2), caractérisée par une saisonnalité marquée des précipitations avec une unique saison des pluies en été et une saison sèche prononcée en hiver. La saisonnalité du couvert nuageux est liée à la position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ pour Inter Tropical Convergence Zone, figure III.6) [Lenters and Cook, 1995, Vuille et al., 1998]. L'ITCZ peut être définie comme une région d'orientation est-ouest, le long de laquelle convergent les alizés du nord-est et du sud-est (figure III.6). Le long de l'ITCZ, les alizés transforment leur énergie cinétique horizontale en énergie potentielle. La rencontre des alizés chargés en humidité océanique se traduit par des mouvements ascendants des masses d'air qui générèrent des turbulences et des précipitations intenses. C'est donc une zone de couvert nuageux et de précipitations maximales, en résultat de la circulation locale ou de meso-échelle [Garstang et Fitzjarrald, 1999].

La position de l'ITCZ évolue avec les saisons, étant toujours « tirée » vers l'hémisphère d'été. Cependant, elle se situe le plus souvent au nord de l'équateur, même durant l'été austral, en raison de la dissymétrie de la répartition des océans et des continents entre les deux hémisphères. Entre mars et septembre, l'ITCZ se situe à sa position la plus au nord et la Bolivie se trouve sous un régime de forts flux d'ouest (figure III.6). C'est la saison sèche liée à l'influence des anticyclones subtropicaux sud. Les rares précipitations d'hiver

sont causées par des perturbations frontales extratropicales [Vuille 1999 ; Lupo et al., 2001].

D'octobre à mars, l'ITCZ se trouve dans sa position la plus au sud (figure III.6). Les flux d'ouest subtropicaux perdent en intensité et se décalent vers le sud, laissant se développer un régime de vent d'est dans les basses couches de l'atmosphère bolivienne. La situation météorologique de faible forçage à grande échelle produit alors des vents faibles, laissant se développer des circulations thermiques locales telles que les brises de vallée et les vents de montagne. La montée des masses d'air humide le long des flancs Est des Andes à partir du bassin amazonien produit des précipitations de nature convective : c'est la saison des pluies. En Bolivie, environ 70 % des précipitations est concentrée en été austral [Aceituno and Montecinos, 1993]. Les vents d'est diminuant avec l'altitude, la haute montagne accentue le caractère convectif et de faible échelle spatiale des systèmes de précipitations tropicales [Barry, 1992].

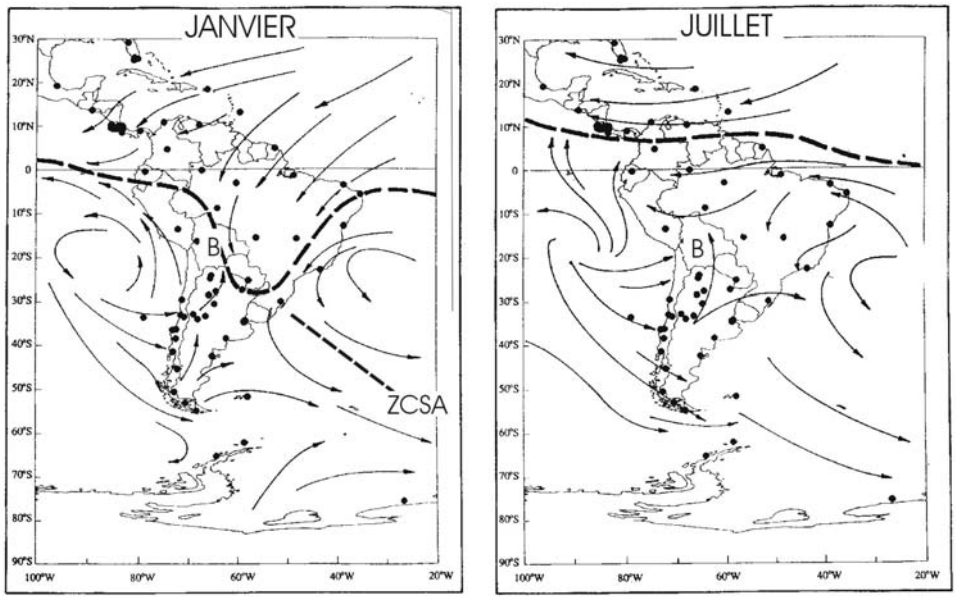


Figure III.6 directions du vent en surface et position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) en Amérique du Sud, au cours de l'été austral (janvier) et de l'hiver austral (juillet) (d'après Rozanski et Araguas [1995]). La position approximative de la zone de convergence Sud Atlantique (ZCSA) est montrée en janvier (d'après Lenters et Cook [1999]). La lettre B localise la Bolivie.

- Variabilité des précipitations en saison des pluies

La haute troposphère d'été est caractérisée par l'anticyclone « High Bolivian » (100-300 mb) intense, quasi stationnaire, et centré approximativement sur l'Altiplano [Virji,

1981]. L'origine et la permanence de cet anticyclone sont associées au développement du couvert nuageux cumuliforme de grande extension verticale au-dessus du bassin amazonien. Les flux de divergence à haute altitude et les flux de convergence aux basses altitudes sont liés aux mouvements d'ascendance au-dessus du bassin amazonien. La position du « High Bolivian » décalée à l'ouest du bassin amazonien est simplement due à la rotation terrestre (Dias, P., communication personnelle).
En saison des pluies, la variabilité des précipitations est marquée par l'alternance de périodes de 5 à 10 jours de forte et faible couvertures nuageuses sur l'Altiplano, associées respectivement à des conditions humides et sèches [Aceituno et Montecinos, 1993]. Les périodes humides (sèches) sont associées à un renforcement (affaiblissement) du « High Bolivian » et son déplacement vers le sud (nord) [Garreaud, 1999 ; Vuille, 1999].
Selon Lenters et Cook [1999], cette variabilité des précipitations d'été est liée à la position de la zone de convergence sud Atlantique (ZCSA, figure III.6). Les épisodes humides sont dus à un flux d'air chaud de basse altitude le long de la zone de convergence sud Atlantique qui gonfle la colonne d'air sus-jacente, provoquant une intensification et le déplacement vers le sud du « High Bolivian ».

- « El Niño »

Plusieurs études ont montré qu'au cours des événements « El Niño » (phase négative de l'oscillation sud Pacifique), les précipitations tendent à être déficitaires en Bolivie [ex. Thompson et al., 1984 ; Francou et Pizarro, 1985 ; Aceituno, 1988 ; Vuille, 2000]. Ce déficit serait lié à un renforcement des vents d'ouest qui réduit l'advection des masses d'air humides provenant du bassin amazonien [Vuille, 1999].
Lors du fort événement « El Niño » de 1997-98, le débit de fonte du glacier du Zongo fut le double de la moyenne des débits sur la période 1973-1993 (figure II.2). Le déficit de chute de neige en saison des pluies (d'environ 25 % par rapport à une moyenne sur 6 ans) a entraîné un faible albédo du glacier alors que la radiation solaire potentielle était maximale en été, causant une très forte fusion [Wagnon et al., 2001, reproduit en annexe en raison de ma contribution en tant que coauteur].

Selon Klein et al. [1999] et Lenters et Cook [1999], les précipitations sur la Bolivie sont liées à l'oscillation sud Pacifique par des « téléconnections » entre la zone de convergence sud Pacifique (qui se déplace vers l'est en situation « El Niño ») et la zone de convergence sud Atlantique. Anders Angström a introduit en 1935 le terme « téléconnection» pour traduire des liens entre des anomalies climatiques à grande distance les unes des autres. Les téléconnections se traduisent par des corrélations

statistiquement significatives entre les anomalies concernées, mais il faut en plus pouvoir identifier un mécanisme explicatif. En situation « El Niño », la zone de convection du Pacifique se déplace vers l'est, à l'est de cette zone les vents d'est se renforcent et, par continuité, les alizés de l'Atlantique attirés par la proximité inhabituelle de cette zone de convergence. Ce renforcement active la circulation est-ouest de la cellule Atlantique de Walker et sa branche descendante sur l'ouest de l'océan Atlantique, affectant la zone de convergence sud Atlantique [Voituriez et Jacques, 1999].

III.4 Les méthodes de mesure du bilan de masse

III.4.1 Les méthodes glaciologique et hydrologique

On considère généralement qu'il existe une période d'accumulation où les précipitations l'emportent sur l'ablation, suivie d'une période d'ablation pendant laquelle c'est le contraire. Le cycle est annuel. La fin de la période d'ablation marque par convention le début de l'année budgétaire. Ce n'est là qu'un schéma, et même dans les Alpes où ont été développés les concepts glaciologiques, précipitations solides et ablation se succèdent tout au long de l'année, lorsqu'elles n'agissent pas simultanément. Dans les Andes boliviennes, la saison des pluies est une période d'accumulation en zone haute des glaciers et d'ablation en zone basse. La saison sèche, qui se termine en général au début du mois de septembre, est une période de faible ablation pour l'ensemble du glacier. Ainsi, en Bolivie l'année budgétaire est comptée à partir du premier septembre.
Le bilan de masse d'un glacier est sa variation de masse au cours de l'année budgétaire. Le bilan de masse est exprimé en tonnes de glace par an. La zone d'accumulation est la région où le bilan de masse annuel est positif, la zone d'ablation la région où il est négatif. La frontière entre les deux zones est appelée ligne d'équilibre. On définit aussi le bilan de masse en un point de la surface du glacier, exprimé en tonnes de glace par mètre carré et par an, ou en hauteur d'eau équivalent par an. Le bilan spécifique est le bilan de masse du glacier divisé par sa surface totale. Il s'exprime également en tonnes de glace par mètre carré et par an, ou en hauteur d'eau équivalente par an.

Les méthodes de calcul du bilan de masse appliquent généralement l'équation de conservation de la masse [Kuhn et al., 1999] :

$$d\rho_i/dt + \mathrm{div}\,(\rho_i.\mathbf{v}) = 0 \qquad \text{(III.2)}$$

où **v** est le vecteur de flux de la glace. La masse volumique de la glace ρ_i peut être traitée comme une constante exceptée sur les 20 premiers mètres. Ainsi l'équation (III.2) se réduit à :

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = 0 \qquad \text{(III.3)}$$

où x est la direction de l'écoulement de glace et z est l'axe vertical.

Par exemple, une augmentation de la vitesse verticale avec la profondeur dans la zone d'accumulation ($dw/dz < 0$) implique une divergence des flux horizontaux ($du/dx + dv/dz > 0$). Cependant, l'équation (III.3) ne s'applique qu'à l'unité de volume. L'intégration de l'équation (III.3) sur l'épaisseur h(x,y) du glacier nécessite l'introduction des termes de source et de puits à la surface, c'est à dire le bilan de masse spécifique annuel (bn en $kg.m^{-2}.an^{-1}$). Le bilan de masse par unité de surface s'écrit alors :

$$\rho_i \frac{dh}{dt} + \rho_i \left(\frac{duh}{dx} + \frac{dvh}{dy} \right) = b_n \qquad \text{(III.4)}$$

En négligeant les flux latéraux, on obtient :

$$\frac{dh}{dt} + h_{moy} \frac{du}{dx} + u_{moy} \frac{dh}{dx} = \frac{b_n}{\rho_i} \qquad \text{(III.5)}$$

Les deuxième et troisième termes du membre de gauche s'annulent si l'équation (III.5) est intégrée sur l'ensemble du glacier en situation stationnaire. Les variations de volume mesurées à partir de cartes réalisées à des époques différentes (terme dh/dt) permettent donc de calculer le bilan de masse : c'est **la méthode cartographique** qui a été utilisée par le programme GREAT ICE sur le glacier bolivien Chacaltaya (figure I.2) [Ramirez et al., 2001].

Le troisième terme du membre de gauche de l'équation (III.5), l'advection d'une épaisseur de glace, peut devenir localement important lors de l'avancée du front par exemple.

La méthode glaciologique ou directe détermine directement b_n. Elle consiste à déterminer la répartition spatiale du bilan pour l'année budgétaire en échantillonnant la surface du glacier. En zone d'ablation, la fonte de glace est mesurée par des hauteurs d'émergence de balises plantées dans la glace. En zone d'accumulation, la mesure des quantités de neige se fait par carottage dans le névé parce qu'on reconnaît la neige de l'année. Les bilans ponctuels sont ensuite pondérés par chaque élément de surface pour estimer le bilan de masse total du glacier.

Sur le glacier du Zongo, les émergences d'une quinzaine de balises réparties entre le front et 5200 m sont lues chaque début de mois (figure III.1). Néanmoins, les bilans mensuels ne sont pas connus avec précision lorsque la surface est recouverte de neige car sa densité n'est pas mesurée systématiquement. L'intégration des mesures à l'ensemble de la zone d'ablation se fait par le calcul des moyennes des émergences des balises regroupées par

tranche d'altitude de 100 m de dénivelé (figure III.7) [Sicart et al., 1998]. Les bilans des zones sans balises à cause de séracs entre 5200 et 5400 m d'altitude sont interpolés linéairement. En zone d'accumulation, deux à cinq carottages dans le névé sont effectués chaque année à la pelle entre 5500 et 5700 m d'altitude. Le bilan à proximité du front du glacier est de l'ordre de –7 m d'eau par an alors qu'en zone d'accumulation, le bilan est de l'ordre de +1 m d'eau par an (figure III.7).

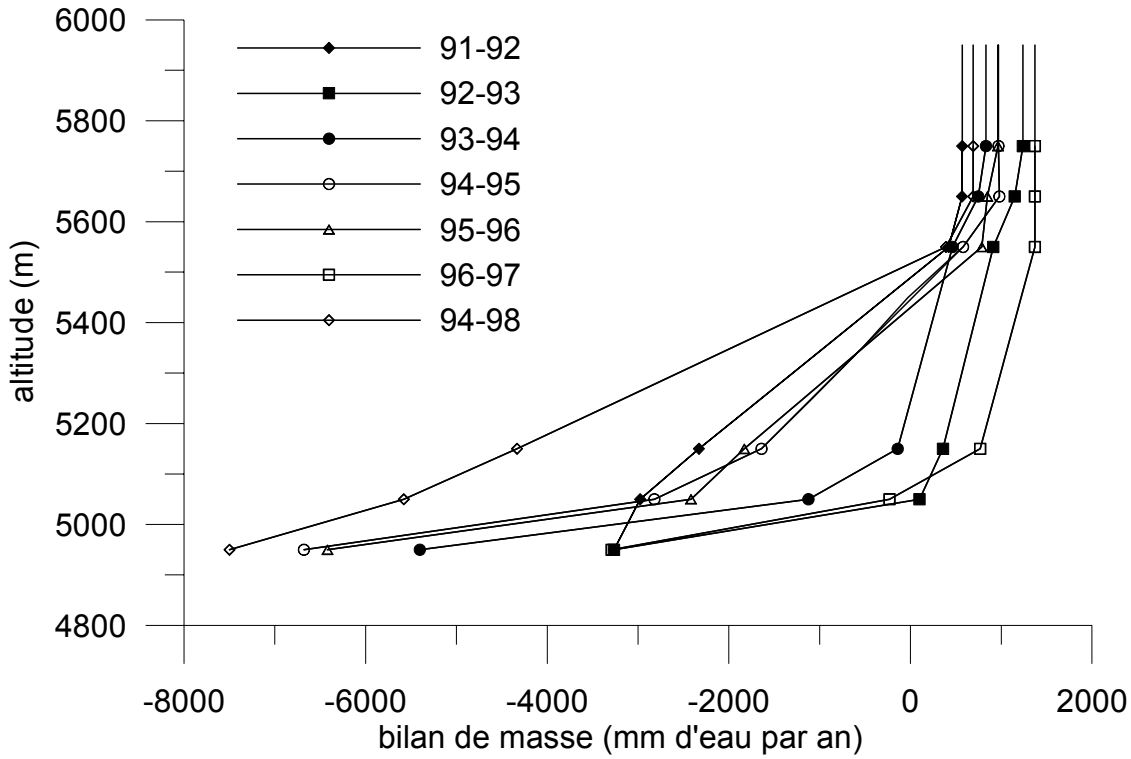


Figure III.7 : Bilan de masse annuel en fonction de l'altitude pour 7 années de mesures (1991-1998).

L'altitude de la ligne d'équilibre est déterminée graphiquement chaque année à partir de la courbe du bilan selon l'altitude. Ce n'est qu'un schéma car la ligne d'équilibre ne suit en général pas une courbe de niveau. En conditions d'équilibre, l'altitude de la ligne d'équilibre est d'environ 5250 m. Néanmoins sa position est imprécise en raison de l'absence de balises au-dessus de 5200 m. Le tableau III.2 montre les bilans de masse et l'altitude de la ligne d'équilibre du glacier calculés selon la méthode glaciologique de 1991 à 2000. Le glacier a perdu environ 3 m d'eau les dix dernières années (tableau (III.2).

Tableau III.2 : bilan de masse spécifique selon la méthode glaciologique, cumul et altitude de la ligne d'équilibre (ELA), glacier du Zongo, de 1991 à 2000.

Année	**bn (mm d'eau)**	**Σbn (mm d'eau)**	**ELA* (m).**
1991-92	-900	-900	5500
1992-93	516	-384	5050
1993-94	-88	-472	5250
1994-95	-703	-1175	5450
1995-96	-675	-1850	5425
1996-97	797	-1053	5075
1997-98	-1962	-3015	5510
1998-99	-333	-3348	5350
1999-2000	+104	-3244	5212

*Equilibrium Line Altitude

Le bilan de masse de l'ensemble du glacier peut être obtenu par **la méthode hydrologique** à partir des mesures de la précipitation (gain de masse) et du débit du torrent émissaire (perte de masse). Il est nécessaire de séparer l'écoulement de l'eau de fonte du glacier du débit provenant des surfaces non glaciaires. L'évaporation et la sublimation à la surface du glacier, faibles par rapport aux autres termes, sont généralement négligées.

Le bassin versant du glacier est défini relativement à la station limnigraphique à 4830 m d'altitude (figure III.1). Le torrent à cette station draine un lac par lequel transite l'eau de fonte du glacier du Zongo. La hauteur d'eau est scrutée toutes les 15 minutes par un capteur de pression (SERPE). La traduction de la hauteur d'eau en débit est faite par un déversoir en « V » calibré par jaugeages. La précision en débit est de l'ordre de 10 % dans le domaine $0 - 600\ l.s^{-1}$ [Caballero, 2001]. Malheureusement, les lacunes du limnigraphe sont nombreuses et l'année 1999-00, utilisée plus particulièrement dans cette thèse, a connu un mois et demi de lacunes en saison des pluies (figure II.1).

Le tableau III.3 décrit les spécificités des pluviomètres répartis dans le bassin versant. Tous les pluviomètres sont mesurés par un observateur sauf P4830 qui est un pluviographe à augets basculeurs non chauffé. Une couche d'huile de 1 cm dans les pluviomètres totalisateurs (lecture mensuelle) est destinée à limiter l'évaporation.

Les erreurs de mesure du bilan de masse par les méthodes glaciologique et hydrologique sont examinées respectivement dans les chapitres IV.3 et IV.4.

Tableau III.3 : réseau pluviométrique du bassin versant du glacier Zongo

Nom	**Altitude (m)**	**Section (cm²)**	**Hauteur (cm)**	**Périodicité des mesures**
P4750	4750	314	150	Jour (à 7h)
P8	4750	2000	100	Mois
P4830[1]	4830	730	180	Demi heure
P5	4855	2000	120	Mois
P4	4860	2000	120	Mois
P3	4945	2000	120	Mois
P2	5080	2000	100	Mois
P1	5165	2000	120	Mois
Pg0[2]	5150	2500	85	15 jours

[1] pluviographe à augets basculeurs non chauffé

[2] posé sur le glacier du 8 septembre 1999 au 1er mai 2000

III.4.2 La méthode de bilan d'énergie

L'ablation est contrôlée par le bilan d'énergie à la surface du glacier (équation II.1). Afin de déterminer les facteurs de variations de l'ablation, l'IRD a conduit à partir de 1996 des mesures de micrométéorologie sur différents sites du glacier. Le tableau III.4 présente les spécificités des capteurs météorologiques ayant fonctionné dans le bassin versant du glacier au cours de l'année hydrologique 1998-99.

Les flux radiatifs, la température et l'humidité de l'air, la vitesse et la direction du vent sont mesurés sur le glacier du Zongo à 5050 m (Station météorologique Automatique SMA 1), à 5150 m (SMA 2) et à 5550 m (SMA 3) (figures III.1, III.8, III.9). Les hauteurs des capteurs sont ajustées lors des visites sur le terrain tous les mois environ.

Les mesures des flux radiatifs à la SMA3 ne sont pas utilisées dans cette étude car la station s'est le plus souvent trouvée penchée, causant une forte inclinaison des capteurs. Les sites des stations SMA1 et SMA2 sont de faibles pentes (inférieures à 8°) orientées vers l'est. Les facteurs de vue du ciel des deux sites sont respectivement 0.94 et 0.88, correspondant à des angles moyens d'horizon de 14° et de 20° (équation III.1).

La station météorologique « Mévis » installée à 4750 m d'altitude mesure les variables météorologiques hors de l'influence du glacier (tableau III.4).

Tableau III.4 : liste des capteurs fonctionnant sur le glacier du Zongo en 1998-99.

Stations	Type de capteur	Hauteur (cm)	Précision selon le constructeur
SMA1 à 5050 m depuis juillet 1999			
Température de l'air	Thermomètre Vaisala (thermistance)	100	± 0.2°C
Humidité relative, %	Hygromètre Vaisala (capteur capacitif)	100	± 2 % de 0 à 90 % ± 10 % de 90 à 100 %
Vitesse de vent, m s^{-1}	Anémomètre 05103-Young	250	± 5 %
Direction du vent, °	Girouette 05103-Young	250	± 3 deg.
Radiation en courtes longueurs d'onde incidente, W m^{-2}	Pyranomètre Kipp&Zonen CM3* ($0.30 < \lambda < 2.8$ μm)	100	± 10 % en somme journalière
Radiation en courtes longueurs d'onde réfléchie par la surface, W m^{-2}	Pyranomètre Kipp&Zonen CM3* ($0.30 < \lambda < 2.8$ μm)	100	± 10 % en somme journalière
Radiation en grandes longueurs d'onde incidente, W m^{-2}	Pyrgéomètre Kipp&Zonen CG3* ($5 < \lambda < 50$ μm)	100	± 10 % en somme journalière
Radiation en grandes longueurs d'onde émise par la surface, W m^{-2}	Pyrgéomètre Kipp&Zonen CG3* ($5 < \lambda < 50$ μm)	100	± 10 % en somme journalière

* l'ensemble des pyranomètres CM3 et des pyrgéomètres CG3 constituent le « bilanmètre » CNR1 [Kipp&Zonen, 1995]

SMA2 à 5150 m depuis mars 1996			
Température de l'air	Thermomètre ventilé Vaisala* (thermistance)	30 et 180	± 0.2°C
Humidité relative, %	Hygromètre ventilé Vaisala (capteur capacitif)	30 et 180	± 2 % de 0 à 90 % ± 10 % de 90 à 100 %
Vitesse de vent, m s^{-1}	Anémomètre 05103-Young	30 et 180	± 5 %
Direction du vent, °	Girouette 05103-Young	30 et 180	± 3 deg.
Radiation en courtes longueurs d'onde incidente, W m^{-2}	Pyranomètre Skye SP1100 ($0.35 < \lambda < 1.1$ μm)	100	± 3 %
Radiation en courtes longueurs d'onde réfléchie, W m^{-2}	Pyranomètre Skye SP1100 ($0.35 < \lambda < 1.1$ μm)	100	± 3 %
Radiation nette, W m^{-2}	Bilanmètre REBS Q-7 ($0.25 < \lambda < 60$ μm)	100	Non mentionné
Accumulation et ablation, mm	Sonde à ultrasons, Campbell UDG01	environ 150	± 1 cm

* le 28 mars 2000 les Vaisalas ont remplacé des psychromètres pour la mesure de la température et de l'humidité de l'air

SMA3* à 5550 m depuis mars 1996			
Température de l'air, °C	Thermocouples Cu-Cst**	30	± 0.3°C
Pression de vapeur, hPa	Thermocouples Cu-Cst mouillé	30	± 0.3 hPa
Vitesse de vent, m s^{-1}	Anémomètre 05103-Young	250	± 5 %
Direction du vent, °	Girouette 05103-Young	250	± 3 deg.
Radiation en courtes longueurs d'onde incidente, W m^{-2}	Pyranomètre Skye SP1100 ($0.35 < \lambda < 1.1$ μm)	120	± 3 %
Radiation en courtes longueurs d'onde réfléchie, W m^{-2}	Pyranomètre Skye SP1100 ($0.35 < \lambda < 1.1$ μm)	120	± 3 %
Radiation nette, W m^{-2}	Bilanmètre REBS Q-7 ($0.25 < \lambda <$ 60 μm)	100	Non mentionnée

* La station SMA 3 a été démontée le 29 septembre 1999

** Cuivre - Constantan

Mévis* à 4750 m depuis sept. 1997			
Température de l'air, °C	Hygrothermomètre Thiess (thermistance)	190	Non mentionnée
Pression de vapeur, hPa	Hygrothermomètre Thiess (capteur capacitif)	190	Non mentionnée
Vitesse de vent, m s^{-1}	Anémomètre Windgeber	230	Non mentionnée
Radiation en courtes longueurs d'onde incidente, W m^{-2}	Pyranomètre Kipp&Zonen CM3 ($0.30 < \lambda < 2.8$ μm)	155	± 10 % en somme journalière

* station hors du glacier

Le temps de réponse des instruments de mesure est de l'ordre de 5 secondes. Les mesures sont effectuées toutes les 20 secondes afin d'éviter les erreurs liées à un échantillonnage discret d'une quantité ayant une grande et rapide variabilité [Konzelmann et al., 1994]. Les centrales d'acquisitions Campbell (Royaume Uni) enregistrent les moyennes demi-horaires et journalières, ainsi que les maxima et minima journaliers des variables climatiques.

Depuis 1998, les changements de hauteur de la surface du glacier à 5150 m sont mesurées par une sonde à ultrasons (Campbell, UDG01). La sonde est à un mètre de la surface environ, fixée à un mât ancré dans la glace. Chaque demi-heure, elle enregistre l'accumulation de neige (diminution de la distance entre la surface et le capteur), ou l'ablation de glace et l'ablation ou le tassement de neige (augmentation de la distance).

Une structure de deux boîtes encastrées, appelée « boîte à fusion » (50 x 50 cm^2), a été conçue afin de mesurer la fusion journalière à 5150 m. La boîte supérieure de 15 cm de profondeur a le fond constitué d'une grille de maillage 1 mm. Cette boîte est remplie de neige dont l'eau de fusion percole jusqu'à la boîte inférieure de 20 cm de profondeur. La pesée de l'eau récoltée dans la boîte inférieure donne la fusion journalière. Vingt deux jours de mesure ont été effectués entre le 23 août 1996 et le 14 août 1998.

Les spécificités des capteurs utilisés plus particulièrement dans cette étude sont détaillées dans la partie V. En complément, de nombreuses observations ont été conduites (régime du vent, état de surface, types de nuage…) à chaque visite sur le terrain tous les mois environ et lors de cinq missions de plusieurs jours sur le glacier.

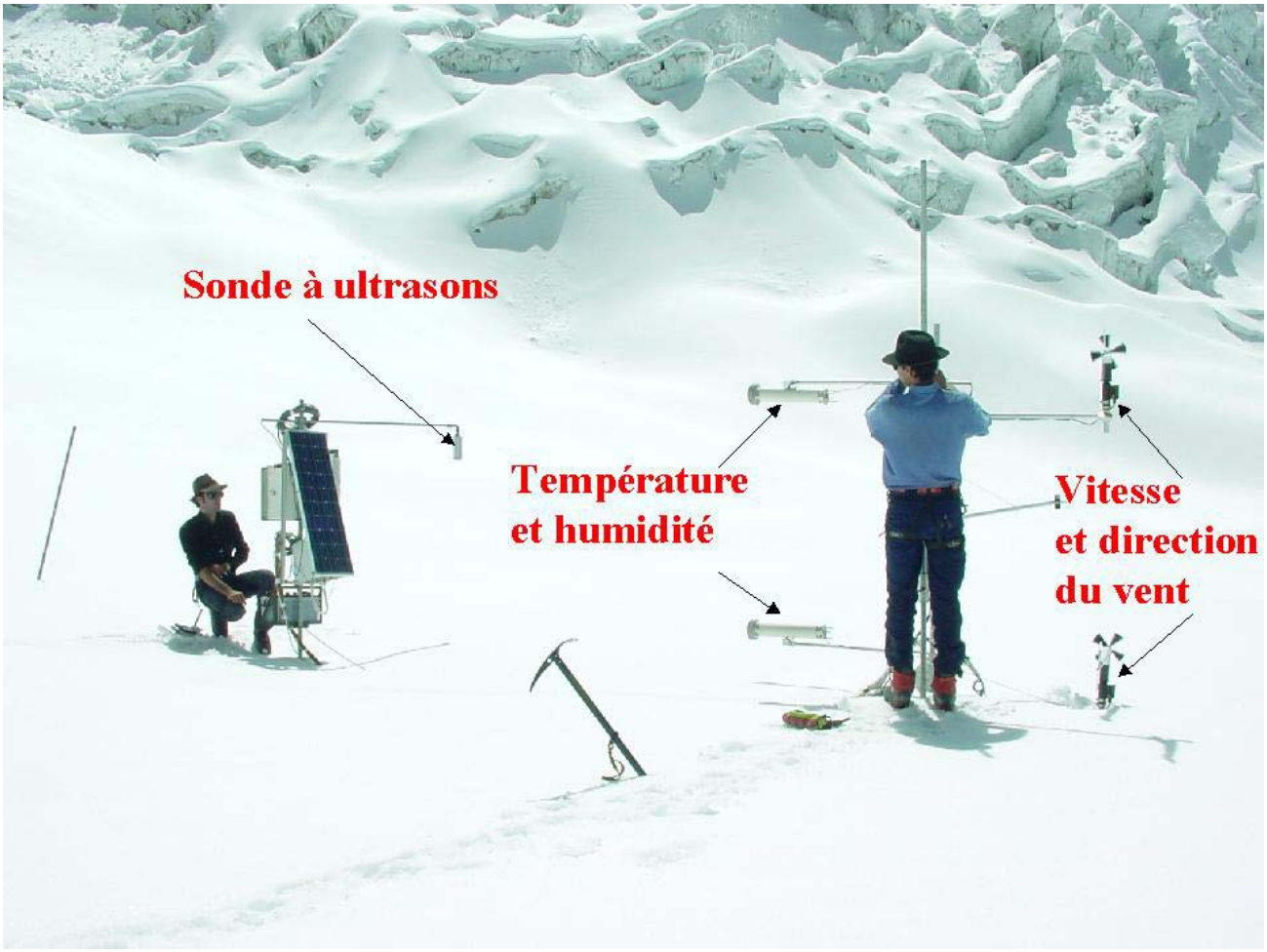


Figure III.8 : station météorologique SMA2 à 5150 m d'altitude (photographie de B. Pouyaud).

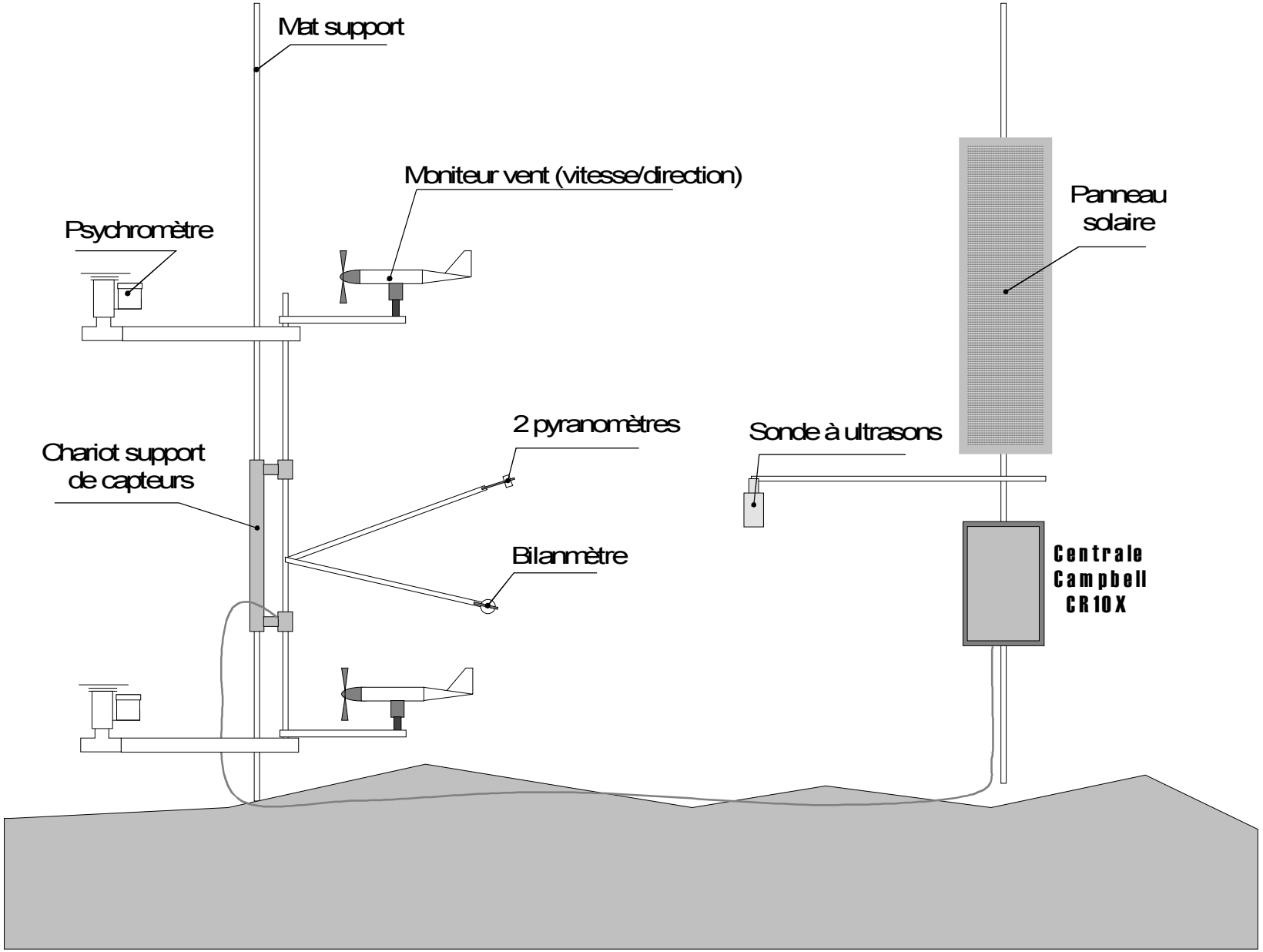


Figure III.9 : schéma de la station météorologique SMA2 à 5150 m (dessin de J.P. Chazarin)

III.5 La glaciologie tropicale

Le paragraphe III.5.1 présente une revue des études, peu nombreuses, de bilan d'énergie sur les glaciers tropicaux. Cette thèse est la suite directe de deux études de l'équipe de GREAT ICE sur l'hydrologie et le bilan d'énergie du glacier du Zongo qui sont présentées dans le paragraphe III.5.2.

III.5.1 Les études de bilan d'énergie sur les glacier tropicaux

- Travaux d'Hastenrath

S. Hastenrath a publié deux monographies décrivant les glaciations des Andes tropicales et de l'Afrique de l'est [Hastenrath, 1981 ; Hastenrath, 1984] et de nombreux articles sur les flux d'énergie en surface des glacier tropicaux.
Par analyse de mesures de juin à août 1976 sur la calotte de Quelccaya au Pérou (13°56'S), Hastenrath [1978] montre que l'ablation à 5400 m est due à la sublimation de la glace, et que la température de fusion n'est pas atteinte à cause d'un albédo de la neige élevé. Sur le glacier Lewis au mont Kenya (Afrique de l'est), Hastenrath et Patnaik [1980] étudient les flux radiatifs incidents sur des surfaces verticales d'orientations variées. Platt [1966] a également conduit des mesures des flux d'énergie à la surface du glacier Lewis, montrant que la radiation est le terme prépondérant dans le bilan et que la sublimation de la glace est importante.

Hastenrath et Kruss ont étudié les causes de recul des glaciers tropicaux au cours du vingtième siècle en utilisant un modèle de simulation de la radiation solaire incidente [Kruss et Hastenrath, 1987 ; Hastenrath et Kruss, 1988 ; Kruss et Hastenrath, 1990]. En synthèse de ces études, Hastenrath et Kruss [1992] montrent que les reculs de 1899 à 1963 des glaciers du mont Kenya étaient liés à l'exposition au rayonnement solaire. Par contre, entre 1963 et 1987, les reculs des 11 glaciers du massif ont été identiques, sans relation avec l'exposition, suggérant un forçage autre que la radiation solaire. Selon une étude de sensibilité du bilan d'énergie, le recul récent serait dû à une légère augmentation de l'humidité atmosphérique entraînant de la chaleur de condensation et un fort rayonnement thermique atmosphérique. Cette augmentation d'humidité dans la troposphère moyenne serait liée à une intensification de l'effet de serre.
Par la même méthode, Hastenrath et Ames [1995] montrent que le recul du glacier Yanamarey au Perou entre 1977 et 1988 pourrait être dû à une augmentation du couvert

nuageux de moins de un dixième, à une augmentation de la température de 2°C, à une augmentation de l'humidité spécifique de moins de $1 g.kg^{-1}$, ou à une combinaison de ces trois forçages.

Hastenrath [1995] fait une synthèse des reculs des glaciers tropicaux au cours des deux derniers siècles. Les glaciers tropicaux ont initié leur recul au milieu du dix-neuvième siècle dans les Andes équatoriales et en Nouvelle Guinée, alors que les glaciers d'Afrique de l'est n'ont commencé à reculer qu'à la fin du dix-neuvième siècle. Au cours des deux dernières décennies du vingtième siècle, le recul se serait accentué pour l'ensemble des glaciers tropicaux. On peut noter que Hastenrath [1995] n'évoque pas le Petit Age de Glace qui a été très peu étudié aux basses latitudes et est pourtant considéré comme un phénomène d'échelle planétaire [ex. Broecker, 2001].

- Travaux de Kaser

Kaser [1996] a défendu une thèse d'habilitation sur les glaciers tropicaux au département de géographie de l'université d'Innsbruck, avec comme principal sujet la Cordillère Blanche au Pérou. Appliquant le modèle de Kuhn [Kuhn, 1980 ; Kuhn, 1989], qui décrit la réponse de l'altitude de la ligne d'équilibre aux fluctuations climatiques, Kaser étudie les gradients de bilan selon l'altitude des glaciers tropicaux en posant :

- la période d'ablation est l'année complète ;
- l'altitude de la limite pluie-neige ne varie pas au cours de l'année.

En distinguant les tropiques humides internes (Equateur, Afrique de l'est, Nouvelle Guinée) des régions subtropicales sèches (nord Chili), Kaser calcule un gradient de bilan plus élevé [faible] sur les glaciers des tropiques internes [des régions subtropicales] que sur les glaciers des moyennes latitudes. Le gradient de bilan des glaciers des tropiques externes (ex. : Cordillère Blanche péruvienne et Cordillère Royale bolivienne) est similaire à celui des glaciers des tropiques internes en saison des pluies et similaire à celui des régions subtropicales en saison sèche. Le fort gradient de bilan des glaciers tropicaux humides serait lié à un apport constant de chaleur sensible au cours de l'année et à l'altitude constante de la limite pluie-neige.

L'analyse des mesures d'ablation des glaciers Uruashraju et Yanamarey en Cordillère Blanche (tropiques externes) permet à Kaser et al. [1990] d'avancer deux explications d'une ablation trois fois plus forte en saison des pluies qu'en saison sèche :

- lors des nuits sans nuage de saison sèche, le bilan radiatif de grande longueur d'onde est fortement déficitaire et la température de surface est basse jusqu'en matinée ;
- la sublimation de la glace est forte en saison sèche, consommant beaucoup d'énergie et peu de masse.

Kaser propose de nombreuses idées sur les processus d'ablation des glaciers tropicaux [voir aussi Kaser et al., 1996b ; Kaser et Noggler, 1991]. Néanmoins, le manque de mesures de bilan d'énergie l'empêche souvent de valider ses hypothèses.

Très peu d'informations sont disponibles sur les glaciers de Nouvelle Guinée, atteints seulement au début du vingtième siècle. Allison et Kruss [1977] ont étudié les fluctuations du front des glaciers du mont Irian Jaya par la modélisation de la réponse dynamique des glaciers à des variations du bilan de masse. Ils attribuent le recul de ces glaciers depuis la fin du dix-neuvième siècle à une augmentation de la température de 0.6°C. Néanmoins différents facteurs peuvent causer les reculs observés et en fait, ce modèle ne permet pas de distinguer l'effet de température de l'effet des précipitations.
Hope et al. [1976] présentent des mesures météorologiques de quelques heures dans la zone d'ablation du Glacier Meren en Nouvelle Guinée, montrant que le bilan radiatif domine le bilan d'énergie, que le flux turbulent de chaleur sensible est positif et que la sublimation de la glace est forte.

En Cordillère Occidentale bolivienne, Hardy et al. [1998] présentent les cycles annuels et journaliers des variables météorologiques au sommet du Sajama (6542 m). L'objectif de cette étude était d'améliorer l'interprétation des carottages dans les calottes des hauts sommets andins [Thompson et al., 1984].

Les glaciers tropicaux sont considérés comme des indicateurs très sensibles des fluctuations climatiques [ex. Kaser, 2001]. Les études de leur bilan d'énergie avaient généralement pour objectif de déterminer les facteurs explicatifs de leurs reculs depuis le XIX^{éme} siècle. Néanmoins, par manque de mesures sur ces glaciers souvent difficiles d'accès et situés dans des pays en voie de développement, les auteurs sont le plus souvent réduits à formuler des hypothèses, sans pouvoir distinguer le facteur climatique pertinent parmi une hausse de température, une baisse des précipitations ou un changement de l'humidité atmosphérique.

III.5.2 Etudes sur le glacier du Zongo

III.5.2.a Le modèle Rigaudière et al. [1995b]

Rigaudière et al. [1995b] ont effectué un travail important d'initiation de l'étude des flux d'énergie à la surface du glacier du Zongo. L'écoulement de fonte au pas journalier a été simulé par deux modèles semi-distribués (les variations spatiales sont prises en compte par découpage du glacier en tranches d'altitude) : un modèle « degré jour » et un modèle « complet » calculant chacun des termes du bilan d'énergie.

Les modèles « degré jour » relient la fusion à la somme des températures de l'air supérieures à un seuil, en général proche de 0°C, par un coefficient de fonte compris entre 0.7 et 13.8 mm d'équivalent en eau par degré-jour (chapitre VI.2). Le succès de cette méthode provient du fait que la température de l'air est généralement bien corrélée à l'ensemble des termes du bilan d'énergie [ex. Lang, 1973 ; Martin, 1977 ; Braithwaite, 1981]. Or sur le glacier du Zongo, la température de l'air varie peu alors que le débit suit une saisonnalité marquée et régulière chaque année (figures II.1 et II.2). Pour simuler correctement le débit de fonte, Rigaudière et al. [1995b] sont donc obligés de pondérer la fusion par une constante qui varie selon la saison.

Les auteurs ont développé un modèle « complet » à partir des mesures à proximité de la ligne d'équilibre de la température de l'air, des flux radiatifs solaires et de la radiation nette. Afin de simuler les échanges de chaleur dans la neige, une paramétrisation du profil de température dans le manteau neigeux a été développée bien qu'aucune mesure de température ou de densité dans la neige n'était disponible.
Manquant d'éléments pour valider les hypothèses et les paramétrisations, les auteurs introduisent 21 paramètres dont 6 termes correctifs de chacun des flux d'énergie et un terme réduisant en saison sèche la vitesse de décroissance de l'albédo de la neige. Ce paramètre contrôle le cycle annuel de la principale source de fusion qu'est le rayonnement solaire. Or, comme le modèle « degré jour », l'introduction d'un forçage saisonnier de l'énergie de fusion révèle l'échec du modèle « complet » à reproduire les variations du débit en l'absence de saisonnalité des variables climatiques d'entrée.

On peut remarquer que l'écoulement de fonte est correctement reproduit par le modèle « complet » lorsque le calcul du flux turbulent de chaleur latente est réduit de 80 % par un terme correctif, ce qui annule l'évaporation. Cette correction est en accord avec les

conclusions de Francou et al. [1995] qui estimaient que l'évaporation est peu importante sur le glacier du Zongo. Or Rigaudière et al. [1995b] soupçonnent que l'énergie consommée par l'évaporation n'est pas négligeable en saison sèche et notent qu'en corrigeant le bilan radiatif, ils pourraient éviter une forte réduction du flux turbulent de chaleur latente.

Après calibration, le modèle « complet » reproduit correctement le débit de fonte. Néanmoins, cette modélisation produit peu de connaissance car la saisonnalité du débit est forcée par des paramètres, en particulier chaque terme correctif des flux, qui ne sont pas reliés à des processus physiques. Il est nécessaire d'explorer la complexité des processus à petites échelles afin d'identifier les variables d'entrée pertinentes dans le calcul de l'ablation.
Ces remarques sur le travail de Rigaudière et al. [1995b] rappellent que le modèle comprenant de nombreux paramètres peut être validé par le débit, qui intègre les processus de fusion sur l'ensemble du glacier, sans que les hypothèses, ni les paramétrisations ne soient validées : est ce pour une bonne raison que le modèle donne un bon résultat ? Le problème est indéterminé. Les hésitations sur le calcul de l'évaporation, qui selon Wagnon [1999] est une variable clé des variations du débit, sont révélatrices de cette difficulté de la modélisation.

III.5.2.b La thèse de Wagnon [1999]

A la suite de l'étude de Rigaudière et al. [1995b], Wagnon [1999] a entrepris une étude du bilan d'énergie sur le glacier du Zongo à 5150 m (SMA2). L'accent fut porté sur les flux turbulents.

- Méthode

Le bilan radiatif est directement mesuré par un bilanmètre non ventilé (Campbell, Q6). Les échanges de chaleur par conduction avec les couches de glace ou de neige profondes ne sont pas calculés car le glacier est isotherme et la vague de froid hivernale est effacée en saison chaude. Tout au long de l'année, l'énergie apportée par les précipitations est négligeable par rapport aux autres flux.
Les flux turbulents de chaleur sensible et latente sont calculés la nuit par la méthode des profils (chapitre V.3.2) entre deux niveaux de mesure à 30 et 180 cm. La température et l'humidité de l'air sont mesurées par des psychromètres ventilés. En journée, la méthode des profils est appliquée entre la surface et 30 cm en raison d'une anomalie thermique

(nommée « couche chaude ») observée à quelques dizaines de centimètres de hauteur. La correction en stabilité de l'air est calculée selon la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Les hauteurs de rugosité de la surface sont calées sur des mesures directes de la sublimation de la glace ou de la neige par pesée de lysimètres.

- Principaux résultats

Le bilan d'énergie du glacier à 5150 m a pour caractéristiques (tableau III.5):

- La radiation nette (R) est la source principale d'énergie. Les fluctuations de R sont contrôlées par l'albédo de surface.
- Tout au long de l'année, le flux turbulent de chaleur sensible est une source d'énergie (H > 0). H reste faible toute l'année en raison de la faible variabilité de l'altitude de l'isotherme 0°C.
- L'air sec de saison sèche cause une sublimation importante de la glace (jusqu'à quelques millimètres d'eau par jour), consommant beaucoup d'énergie sans grande perte de masse. Sur l'année 1996-97, la sublimation (L) a représenté environ 15 % de la perte en masse à 5150 m.

Confirmant une des hypothèses de Kaser [1990], Wagnon [1999] met en évidence le rôle de l'humidité de l'air dans la saisonnalité de la fusion : la forte sublimation de saison sèche réduit la fusion, alors qu'en saison des pluies, l'air est humide, la sublimation est réduite et toute l'énergie disponible est utilisée pour la fonte. De même, Ohmura [1990] avait montré que la forte sublimation à la surface des glaciers du Tianshan (43°06'N, 87°15'E), consommant 18 % de l'énergie totale, contribue à l'existence des glaciers.

Tableau III.5 : flux d'énergie en surface du glacier du Zongo à 5150 m au cours de l'année 1996-97 [d'après Wagnon, 1999].

	Sept. 1996 – Août 1997		**Nov. 1996 – Fév. 1997**		**Mai 1997 – Août 1997**	
Flux	Moy. W/m²	Mj/m²	Moy. W/m²	Mj/m²	Moy. W/m²	Mj/m²
R	15.8	498	12.6	397	9.8	309
L	-18.1	-571	-7.3	-230	-31.3	-987
H	6.1	192	4.4	139	9.3	293

La figure III.10 montre que le débit de fonte est mal relié à la fusion calculée selon le bilan d'énergie à 5150 m. La fusion doit être calculée sur l'ensemble du glacier pour reproduire le débit (partie VI). Auparavant, plusieurs compléments et approfondissements

étaient nécessaires : évoqués ci-dessous, ces points de discussions seront développés dans la partie V.

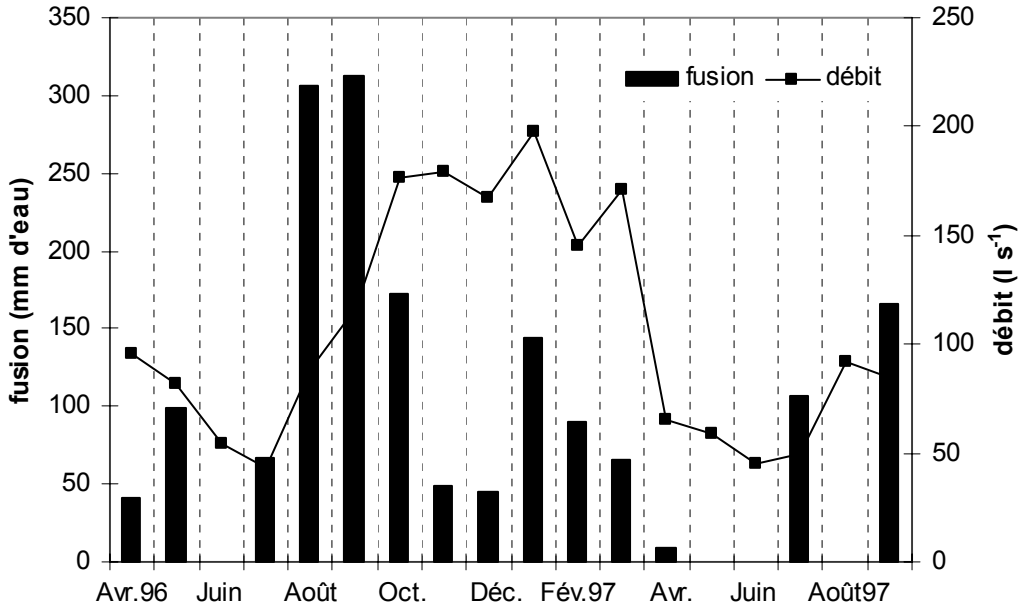


Figure III.10 : fusion à 5150 m calculée par Wagnon [1999] (axe Y de gauche) et débit du torrent émissaire du glacier du Zongo (axe Y de droite). Valeurs mensuelles d'avril 1996 à août 1998.

- Points de discussion

Les erreurs de mesure et de calcul des flux n'ont pas été étudiées en détails par Wagnon [1999]. Le chapitre V.2.3 examine les sources d'erreur des mesures des bilanmètres qui peuvent être fortes, surtout en l'absence de ventilation.
Le chapitre V.3 examine la méthode de calcul des flux turbulents de Wagnon [1999]. La méthode de profil selon deux niveaux est très sensible aux erreurs de mesure [ex. Martin, 1975]. L'erreur sur les flux turbulents provient aussi de la méthode qui est indirecte.

Le glacier est tempéré en zone d'ablation car le flux de conduction de chaleur (C) dans la glace est nul sur le cycle annuel, ce qui incite Wagnon [1999] à ne pas considérer ce flux. Néanmoins, lors des nuits sans nuage de saison sèche, un stock de froid se forme sous la surface. En matinée, l'énergie incidente est d'abord consommée pour amener la température de surface à 0°C et tout au long de la journée un flux d'énergie sert à effacer les frigories nocturnes. Ainsi, bien que faible, le flux de conduction de chaleur dans la

glace ou la neige peut intervenir dans la saisonnalité marquée du débit de fonte (chapitre VI.3.8).

L'observation de pénitents sur le glacier, caractéristiques d'une forte sublimation (L négatif et fort), est un argument de Wagnon [1999] sur l'importance de ce flux dans la saisonnalité du débit de fonte. Néanmoins, des pénitents sont observés sur le glacier en 1994-1995, 1996-97 (année étudiée par Wagnon) et 1997-1998, mais pas en 1992-93, 1998-1999, ni 1999-2000. Les hauteurs atteintes, les périodes dans l'année et les durées des pénitents sont très variables.

Les pénitents sont caractéristiques d'une période de temps sec, froid et sans nuage [Lliboutry, 1954 ; Kotlyakhov et Lebedeva, 1974]. Ils n'occupent pas une zone permanente du glacier du Zongo. C'est la fréquence des perturbations hivernales qui limite leur durée. Les nuages, et les masses d'air humide associées, réduisent l'évaporation et les pertes en rayonnement de grande longueur d'onde des pointes des pénitents. Ils réduisent aussi le rayonnement solaire direct. Les pénitents peuvent aussi disparaître sous une chute de neige.

Ainsi, la sublimation varie fortement d'une année sur l'autre, contrastant avec l'évolution saisonnière régulière du débit de fonte, ce qui tend à montrer que la sublimation n'est pas le seul facteur expliquant la réduction du débit en saison sèche.

IV PRECIPITATION ET BILAN DE MASSE

IV.1 Introduction

Alors que la température varie peu au cours de l'année, la saisonnalité marquée des nuages et des précipitations contrôle les variations du bilan de masse et des flux d'énergie en surface du glacier du Zongo.
Les variations spatiales et temporelles des précipitations dans le bassin versant du glacier sont examinées dans le chapitre IV.2 en relation avec les contextes climatiques local et régional. Une part importante du chapitre est consacrée à l'estimation des erreurs de mesure qui sont fortes, surtout lorsque les précipitations sont solides.

La précision de la mesure des précipitations est cruciale dans le calcul du bilan de masse selon la méthode hydrologique. Cette méthode néglige les pertes de masse par sublimation. Dans la méthode glaciologique, les mesures de balise et les carottages prennent en compte l'ablation totale : fusion et sublimation. Ainsi, la sublimation, importante en saison sèche, peut être en principe estimée par comparaison entre les bilans glaciologique et hydrologique.
Cette approche a été suivie par Francou et al. [1995] sur le glacier du Zongo pour les années hydrologiques 1991-92 et 1992-93. Le bilan hydrologique obtenu étant légèrement plus élevé que le bilan glaciologique, Francou et al. [1995] ont attribué la différence aux pertes par sublimation représentant environ 10 % de l'ablation totale. Sur l'année 1996-97, Wagnon et al [1999] calculent par le bilan d'énergie un résultat assez proche à 5150 m d'altitude : la sublimation représentant environ 15 % de l'ablation totale.
Or, l'estimation de la sublimation par Francou et al. [1995] doit être complétée par une étude des incertitudes sur chacune des méthodes de calcul du bilan de masse. Seul l'examen des précisions des méthodes glaciologique et hydrologique (chapitres IV.3 et IV.4, respectivement) peut permettre d'interpréter leurs différences (chapitre IV.5).

IV.2 Les précipitations

IV.2.1 Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements, Sicart et al., *Water Resource Research*, soumis, 2002

Les spécificités et la précision de la sonde à ultrasons à 5150 m sont examinées afin de mesurer les chutes de neige sur le glacier à un pas de temps court (quelques heures). En raison de la turbulence au-dessus de l'orifice récepteur, les pluviomètres sous-estiment les précipitations. Dans les conditions de vent sur le glacier du Zongo, ce déficit peut atteindre 50 %. Les mesures de la sonde à ultrasons ne souffrent pas d'un tel biais car le vent ne déplace pas la neige au sol. Les erreurs sont de nature aléatoire et peuvent se réduire par le calcul de moyennes.
Le résumé de l'article est reproduit en français ci-dessous. Les références de l'article ont été incluses dans la liste générale des références de la thèse.

Résumé. Une sonde à ultrasons est utilisée pour mesurer les chutes de neige à proximité de la ligne d'équilibre du glacier du Zongo, en Bolivie. L'examen de l'influence du vent, de la température et de l'humidité sur les mesures ultrasoniques permet de quantifier les chutes de neige au pas de temps de trois heures, avec une sensibilité de 1 cm de neige. La densité de la neige fraîche est estimée par comparaison avec les mesures d'un pluviomètre en tenant compte du biais sur ses mesures. L'année est marquée par une saison sèche de mai à août et une saison des pluies de décembre à avril, au cours de laquelle accumulation et fusion coïncident sur le glacier. Les chutes de neige sont associées à un vent de vallée de vitesse modérée (inférieure à 4 $m.s^{-1}$). Les masses d'air humides proviennent du bassin amazonien et produisent des précipitations par effet orographique en milieu de journée dans les vallées andines, puis en milieu d'après-midi en haute montagne. En saison des pluies, des changements de la circulation atmosphérique à l'échelle continentale induisent l'alternance sur 5 à 10 jours de conditions sèches et humides, ces dernières produisant des précipitations nocturnes importantes. La masse volumique de la neige fraîche est forte, de l'ordre de 250 $kg.m^{-3}$, à cause de la température de l'air élevée lors des chutes de neige (supérieure à -3°C). La neige au sol n'est pas déplacée par le vent en raison de sa densité élevée et du vent modéré, ce qui entraîne une répartition assez uniforme de l'accumulation à la surface des glaciers tropicaux. La mesure des chutes de neige à un court pas de temps est importante dans l'étude des flux d'énergie car les chutes de neige affectent fortement l'albédo, et la radiation solaire est généralement la principale source d'énergie de fusion.

Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements

Jean Emmanuel Sicart, Pierre Ribstein

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM), UMR Sisyphe, UPMC, case 123, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.

E-mail: sicart@biogeodis.jussieu.fr

Jean Philippe Chazarin, Etienne Berthier

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM), CP 9214, La Paz, Bolivia.

Abstract. An ultrasonic depth gauge was used to measure snowfall over a 2-year period near the altitude of the equilibrium line of the Zongo glacier (2.4 km²), Bolivia (16°S). Examining the influence of wind, air temperature, and air moisture on the measurements gives a quantification of snowfall at a 3-hour time step, with a sensitivity of 1 cm of snow. The density of fresh snow is estimated by comparison with rain gauge measurements. The year is marked by a dry season from May to August and a wet season from December to April, during which accumulation and melting coincide on the glacier. Snowfall is associated with a wind of moderate speed from the valley (less than 4 $m.s^{-1}$). Masses of moist air originate in the Amazon basin and produce precipitation by the orographic effect at midday in the Andean valleys, and in the middle of the afternoon in the high mountains. Night-time snowfall occurs during periods of bad weather related to the regional atmospheric circulation, and last several days. The density of fresh snow is high, about 250 $kg.m^{-3}$, because of the high air temperature during snowfall (more than –3 °C). The high snow density and the moderate wind speeds prevent snow drifting conditions, which entails a low spatial variability of the accumulation on tropical glaciers. An accurate recording of snowfall at a short time step is important for the study of energy fluxes at the surface of glaciers, because snowfall greatly modifies the albedo, and solar radiation is generally the main source of melting energy.

1. INTRODUCTION

On the glaciers of the tropical Andes, the ablation season and the accumulation season coincide in summer. Contrary to glaciers in the high and mid latitudes, accumulation and melting are strongly related, which makes summer-accumulation type glaciers particularly vulnerable to a possible climatic warming [*Francou et al*., 1995; *Kaser et al.*, 1996; *Wagnon et al*., in press; *Fujita and Ageta*, 2000]. At the end of the nineteenth century, east African tropical glaciers receded substantially because of a strong decrease in precipitation that seems to have affected much of the tropics [*Krauss*, 1955; *Hastenrath*, 1984].

Both a better understanding of past fluctuations and an increased effort in forecasting require an improved study of the relations between climate and the extent of tropical glaciers. In the intertropical zone, seasonal variations in solar radiation and temperature are low; the fluctuations of the energy balance at the surface of glaciers are to a large extent controlled by the cloud cover and precipitation [*Wagnon et al*., 1999]. The objective of this study was to better quantify the snowfall that temporarily covers the ablation area.

In the tropics, day-periodic processes are much more vigorous than in the higher latitudes [*Hastenrath*, 1991]. In summer, snowfalls alternate permanently with periods of melting at intervals of a few hours, causing strong variations in the surface albedo. A snowfall on the ice can reduce by half the solar radiation absorbed by the surface, which is the main source of melting energy [*Sicart et al*., 2001].

Snowfall measured with rain gauges is generally deficient [e.g., *Harris and Carder*, 1974*; Larson and Peck*, 1974; *Sevruk*, 1985; *Sevruk*, 1989; *Goodison et al*., 1998]. The air is never calm during snowfall and the rain gauges interfere with the general wind movement, creating turbulence around the gauge orifice. Consequently, precipitation falls at an inclined angle, the result being gauge catch deficiencies. The catch deficiency is more significant for solid precipitation than for rain and depends on wind speed, air temperature, precipitation intensity and type of the rain gauge. Differences as high as 110 % in the snowfall measurements have been observed between different types of rain gauges [*Yang et al*., 2001]. Automatic gauges based on a tipping bucket type measuring sensor generally require a heating element to melt any solid precipitation prior to measurement. However, the use of heated gauges is not recommended because it causes excessive evaporation loss [*Goodison et al*., 1998]. *Poggi*'s conclusion [1966] after using various types of rain gauges for three years at “Col de Porte” in the French Alps remains certainly pertinent today: "No rain gauge or recording rain-gauge provides a definite measurement of snow precipitation and the values obtained are only more or less rough

approximations." The fundamental problem underlying all these types of studies is the determination of “ground truth”.

Using an ultrasonic depth gauge provides a different measure of snowfall. This sensor measures the relative surface height of the surface [*Gubler*, 1981; *Goodison, et al*., 1988; *Lecorps and Sudul*, 1989]. This allows monitoring of snow accumulation and melt on glaciers in general on a daily basis [e.g. *Oerlemans and Knap*, 1998; *Hardy et al*., 1998]. The present study has investigated the characteristics of the measurement method (precision, influence of error factors, sensitivity) so as to apply it to measuring snowfall on a hourly basis on the Zongo tropical glacier in Bolivia.

The results obtained characterize precipitation on the glacier taking into account the wind regime. Comparing them with rain gauge data will give an estimation of the density of fresh snow, a parameter that is difficult to measure directly [*Goodison et al*., 1981]. However, the unknown catch deficiency of the rain gauge in measuring snowfall limits the accuracy of the density estimation.

2. LOCATION, CLIMATE AND MEASUREMENTS

2.1. Location and climatic conditions

The Zongo Glacier is situated in the Huayna Potosi Massif (16°15’ S, 68°10’ W, Cordillera Real, Bolivia) on the western margin of the Amazon basin and on the eastern margin of the Altiplano basin. This valley-type glacier is 3 km long and has a surface area of 2.4 km^2 (Figure III.1). The glacier covers 65 % of the southeast basin and flows out from 6000 to 4900 m above sea level (a.s.l.).

The Huayna Potosi Massif belongs to the outer tropics, characterized by a marked seasonality of precipitation with a single wet season and a pronounced dry season [*Schwerdtfeger*, 1976]. The precipitation pattern is determined by the seasonal oscillation of the intertropical convergence zone (ITCZ). Between March and September, the ITCZ is located north of Bolivia and tropical anticyclones produce a dry climate. From October to March, the ITCZ proceeds to its most southerly position. Then rainfalls of convective nature are associated with the rise of moist air from the lowlands to the east of the Andes, producing a wet climate [*Lenters and Cook*, 1995; *Vuille et al*., 1998]. A mean of 70 % of the year's precipitation is concentrated in the austral summer [*Aceituno and Montecinos*, 1993]. The hydrological year is counted from the end of the dry season, September 1.

In the tropics, as a result of radiation geometry, the amplitude of the diurnal cycle of insolation and temperature largely exceeds the annual cycle [*Hastenrath*, 1991, p.22]. The annual mean value of the air temperature at 4750 m a.s.l. is about 1.5°C, and its annual

amplitude based on daily mean values is less than 10°C. The dry season is the coldest period of the year. The limit elevation between rain and snow changes little throughout the year, and remains below the front of the glacier at about 4800 m a.s.l.

Tropical mountains are within the easterly trade winds regime. The tropical easterlies decrease with elevation, so precipitation systems in high mountains are primarily convective and small scale in low latitudes [*Barry*, 1992, p.19]. Figure 2 shows the hourly values of global radiation recorded on the glacier from August 1999 to August 2000. During the austral winter (from May to August 2000), days are the shortest of the year. The radiation contours were very regular, demonstrating that the sky was generally cloudless: it is the dry season. On the other hand, October 1999 to February 2000 was the period of maximum potential solar irradiance. However, it was the wet season, clouds were frequent and greatly reduced the incoming solar radiation, especially in the afternoon. In the high mountain elevations, the maximum nebulosity and precipitation during the afternoon leads to an azimuth asymmetry of the surface heat budget (Figure 2). In the predominantly cloud-free morning, the eastward facing slopes receive strong insolation. In contrast, on the slopes facing west, the insolation of the afternoon is reduced by clouds. An asymmetrical extension of the tropical glaciers between the west and east slopes can thus dominate the south-north contrast, which tends to become less pronounced near the equator [*Hastenrath*, 1991, p.20].

Precipitation on the Zongo glacier is examined during two hydrological years: 1998-1999 and 1999-2000. During the 1998-1999 year, the glacier mass balance was slightly negative (–0.33 m water equivalent), whereas during the following year it was slightly positive (+0.10 m w.e.).

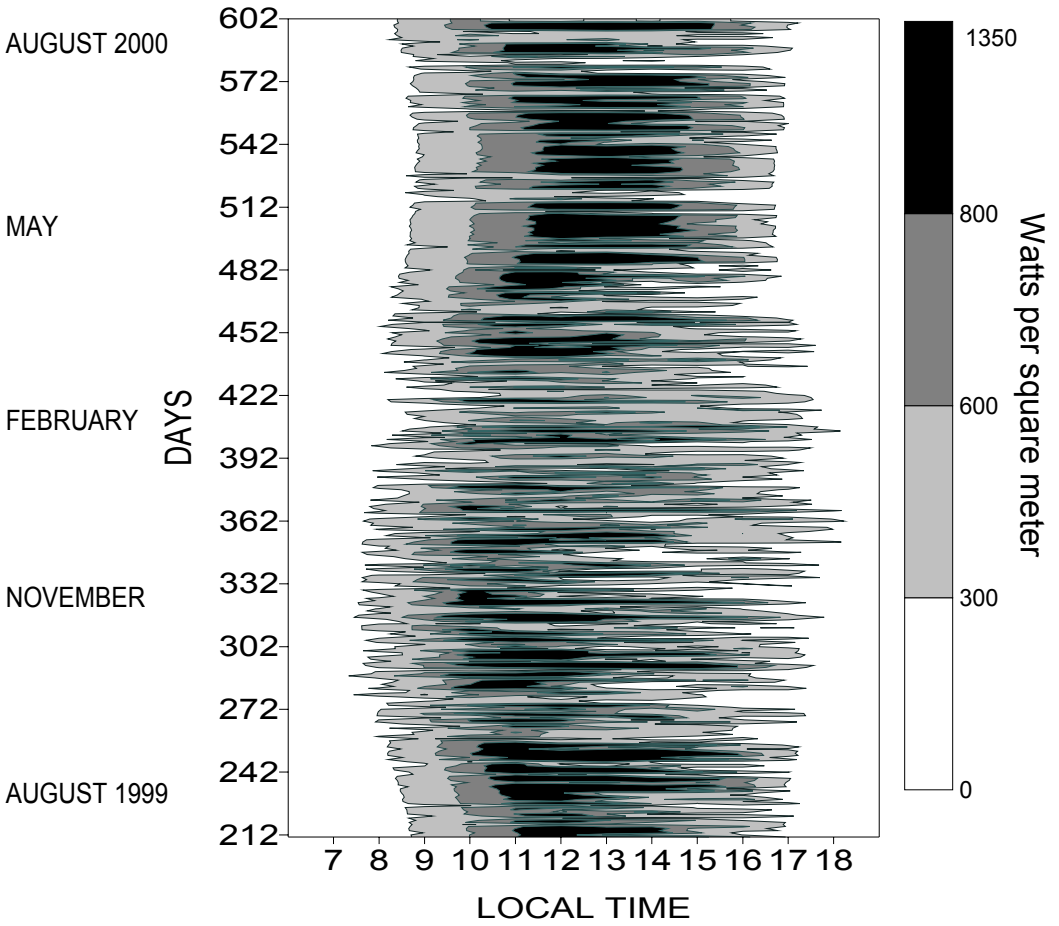


Figure 2: Hourly values of global radiation recorded at 5150 m a.s.l. on the Zongo glacier, from August 1999 to August 2000. Local time is shown on the x axis and the day of the year is shown on the y axis. The contours show the global radiation values in watts per square meter.

2.2. Measuring instruments

2.2.1. The ultrasonic depth gauge. Since September 1998, changes in the height of the glacier's surface at 5150 m a.s.l. have been measured by an ultrasonic depth gauge (Campbell, UDG01). The sensor is attached 1 meter above the surface, to a construction drilled into the ice. The measurement of the depth gauge is based on a multiple-echo process (measurement of the time it takes for the pulse to return) whose cycle is completed in a few seconds. The depth gauge records the accumulation of snow (the decrease in the distance between the sensor and the surface), or the melting of ice and the melting or the packing of snow (the increase in the distance between the sensor and the surface). Table I summarizes the characteristics of the depth gauge provided by the manufacturer [*Campbell Scientific*, 1993]. The term "discontinuity module" refers to the minimal difference between two different results, in other words, the difference between

two consecutive marks in the graduation of the measuring instrument [*Neuilly and CETAMA*, 1998, p.305]. The parallelism with the surface and the height of the sensor are adjusted every two weeks during field visits. We have never observed rime obstructing the sensor. During the two-year periods 1998–1999 et 1999–2000, the surface of the glacier was not covered with penitents, which could have disturbed the ultrasonic depth gauge measurements. In this zone of the Zongo glacier, the snow density is high because the surface remains in melting conditions all year long. This ensures a proper detection of the snow surface by the ultrasonic depth gauge [*Campbell Scientific*, 1993; *Laffin, Campbell Scientific Canada*, personal communication].

Table I: Specifications of the UDG01 Ultrasonic depth gauge according to the manufacturer

Frequency	50 kHz
Measurement range	0.6 to 10 meters
Accuracy	± 1 cm or 0.4 % of distance to target (whichever is greatest)
Discontinuity module	1 mm
Beam acceptance angle	Approximately 20°
Operating temperature	–25 to 50°C
Operating humidity	5% to 95%, non-condensing

2.2.2. The rain gauges. A storage rain gauge (Pg, opening: 2000 cm², height: 1 m) was set up on the glacier on September 1, 1999 approximately 20 m away from the ultrasonic depth gauge. It contained 1 cm of oil to reduce loss by evaporation. Until the end of April 2000, the depth of the water was measured and the rain gauge was adjusted in the vertical position every two weeks. At 6 km from the Zongo glacier and at an elevation of 3900 m a.s.l. in the same drainage basin, a tipping bucket recording gauge (Pv, opening: 900 cm²) measured precipitation every half hour at 0.1-mm increments.

2.2.3. The weather station on the glacier. The incident solar radiation, air temperature (ventilated), and wind speed and direction were measured every half hour by a Campbell automatic weather station located on the glacier near the ultrasonic depth gauge. Wind was measured by a Young anemometer-wind vane installed at 180 cm above the surface (accuracy: ± 0.3 $m.s^{-1}$, ± 3°).

3. THE ULTRASONIC DEPTH GAUGE MEASURING METHOD

3.1. Influence of temperature, humidity, and wind on the measurements

The speed of sound in the air is independent of pressure but depends on the temperature and humidity of the air as well as the speed of vertical wind [*Conturie*, 1954, p.18]. The measurements were corrected with the increase in the speed of sound with temperature. The dependence of the speed of sound (c) with the density of the air can be reduced, in a first approximation, to a function of the air temperature (T):

$$c = \sqrt{\frac{R\,T\,Y}{M}} \qquad (1)$$

With: R the constant of perfect gases = 8.31 $J.K^{-1}$; Y = 1.4 for dry air and M the molar mass of gas (0.029 $kg.mol^{-1}$ for dry air). Around 0°C, the correction in temperature is on the order of 0.2 % per Kelvin, i.e. 2 mm per Kelvin for a measurement of 1 meter.

The effect of moisture in the air on the speed of sound is obtained by replacing in (1) the air temperature T by its virtual temperature $T' = T(1-0.378e/p)^{-1}$ [*Brutsaert*, 1982], where e is the partial pressure of water vapor, and p is the total pressure in the air. For T = 273 K and p = 540 hP, corresponding to an elevation of 5150 m a.s.l., a drastic variation in relative humidity from 40 % to 100 % causes a variation of 1.3 mm of the depth gauge's measurement at a height of 1 meter. At sea level, the disturbance would be two times less. No correction in the humidity of the air is carried out because its variability above the glacial surfaces and its influence on the ultrasonic measurements are lower than for temperature. In addition, the automatic humidity measurements are not very precise in glacial environments [*Moore*, 1983]. The quality of the temperature and humidity corrections is limited by the measurements being at only one level, although it is the characteristics of all the layer of air between the surface and the sensor which have an influence on the speed of the ultrasonic waves, and strong gradients in temperature and humidity can appear near the surface.

The vertical wind speed, which is related to the turbulence of the air, is added to or subtracted from the speed of sound, depending on the direction. This disturbance is low because the measurement cycle of the ultrasonic depth gauge represents an average state of the atmosphere over a few seconds. Moreover, as the pulse travels the distance between the sensor and the surface in both directions (emission and return), the effects of the vertical wind speed tend to compensate each other.

Goodison et al. [1988] did an analysis in order to assess measurement errors due to the temperature distribution and vertical wind. In relation to a condition of atmospheric

neutrality, a difference in measurements of 0.1 % was observed for an unstable atmosphere and of 0.05 % for a stable atmosphere. During very strong vertical winds (5 $m.s^{-1}$), the potential disturbance was less than 0.03 %. Thus, above the glaciers, where the surface layer is generally stable, the disturbances related to atmospheric stability and to vertical wind speeds is on the order of 1 mm for a height of 1 m.

3.2. Measurement uncertainty

A measurement is modeled according to: $xi = xo + \varepsilon + \delta$, where xi is the result of the measurement, xo is the true length, ε is the total systematic error, and δ is the total random error. Since the variations in surface height are being studied, the systematic errors are not considered ($\varepsilon = 0$). The model hypothesis is that the random error is a variable with a zero mean that obeys a well-defined law of probability: the normal law.

To estimate the total uncertainty on the measurement in the Zongo glacier's specific climatic conditions, we observed the measurements when there was no snowfall or melting. Figure 3 shows the half-hourly measurements of the ultrasonic depth gauge over two days during the austral winter of 1999. The 89 measurements did not follow a tendency and the normal probability plot shows that the distribution around the mean was close to a normal distribution. We checked that no relation appeared between the ultrasonic measurements and the wind speed, air temperature, or water vapor pressure. The minimum difference between two different measurements was 1 mm.

The standard deviation of the measurements (SD) was equal to 1.4 mm. Given that the series of measurements was not long, as a measure of caution we took $\sigma = 2$ SD = 3 mm, the standard deviation of the repeatability of the measurements. σ is the standard deviation of the total random error on the ultrasonic depth gauge measurement operating on the Zongo glacier. At a confidence level of 99 %, $3\sigma \approx 10$ mm. We thus found the accuracy scale announced by the manufacturer (Table I).

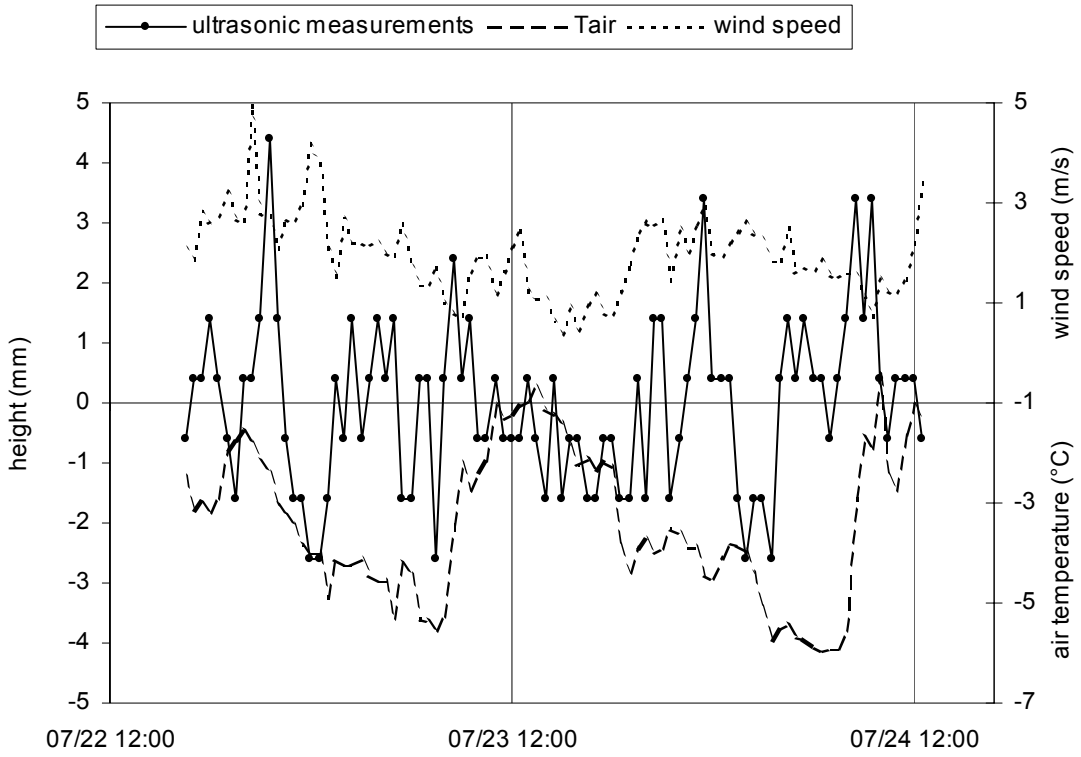


Figure 3: Half-hourly values of the ultrasonic depth gauge measurements from July 22 to July 24 1999 (left y axis). Air temperature and wind speed are also shown (right y axis). No snowfall occurred and melting was nil.

3.2. Sensitivity of the measurement and the time step of the study

Table II shows that over the year 1999–2000, 85 % of the variations in height over a half-hour period were less than $2\sigma = 6$ mm. Therefore, at a confidence level of 95 %, 85 % of the comparisons between two successive measurements were not significant, and random errors can have masked a real difference in height. It was necessary to calculate means on several measurements so as to reduce the random errors, and to choose a time step greater than a half hour so as to detect the significant changes in height.

The sensitivity of the measurement method is characterized by the minimal variation that must be imposed on the scale measured to obtain a significant variation in the measurement result. If each measurement is repeated n times, the Student *t* tests comparing the means show that the sensitivity is reduced by $5\sigma/\sqrt{n}$, with the α risks (the risk of rejecting the hypothesis when it is true) and β risk (the risk of confirming the hypothesis when it is false) taken at 5 % [*Neuilly and CETAMA*, 1998, p.335]. Nevertheless, the increase in the number of measurements cannot indefinitely reduce the sensitivity, which should remain greater than the discontinuity module.

Table II: Probability density of the ultrasonic depth gauge measurement variations in millimeters. Measurements are from September 1, 1999 to August 31, 2000.

	] -∞ ; –6 [	[–6 ; 0 [	[0 ; + 6 [	[+6 ; +∞ [
Height variations over 30 minutes (17,520 data)	7%	34%	51%	8%
Height variations over one hour (8,760 data)	9%	33%	47%	11%

For the level of sensitivity, we chose to detect, in 90 % of cases, the snowfall events larger than 1 cm. The means over three measurements must therefore be considered (n=3). The measurements are spaced at 30-minute intervals, and three consecutive measurements are included in a 1-hour interval. 80 % of the variation in height over one-hour period are less than the errors on the measurement (Table II). Thus, the differences between 3 consecutive measurements generally characterize only the error on the measurement, which can be reduced by the calculation of their mean.

The variations in height should be detected over a time interval sufficiently long to detect the true height changes during the snowfall and sufficiently short to detect snowfall before melting begins. In the valley downhill from the glacier, the Pv rain gauge measurements showed that precipitation generally lasted half a day. During field visits, we generally observed that the bad weather arrived at the end of the morning and lasted until nightfall.

A compromise was obtained with a 3-hour time step. Thus, the method consists of comparing means of 3 consecutive measurements spread over the hour at 3-hour intervals, so as to detect changes in height over 1 cm. Solid precipitation was obtained by retaining only the decreases in the distance between the sensor and the surface. To convert the solid precipitation in water equivalent, the change in distance must be multiplied by the fresh snow density.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Distribution of precipitation in the year

Figure 4 illustrates the progression of the daily ultrasonic measurements (measurements at midnight) during the two years 1998–1999 et 1999–2000. Since melting and precipitation generally alternate in the same day, the daily changes in the height of the ultrasonic gauge represent a net accumulation or a net ablation.

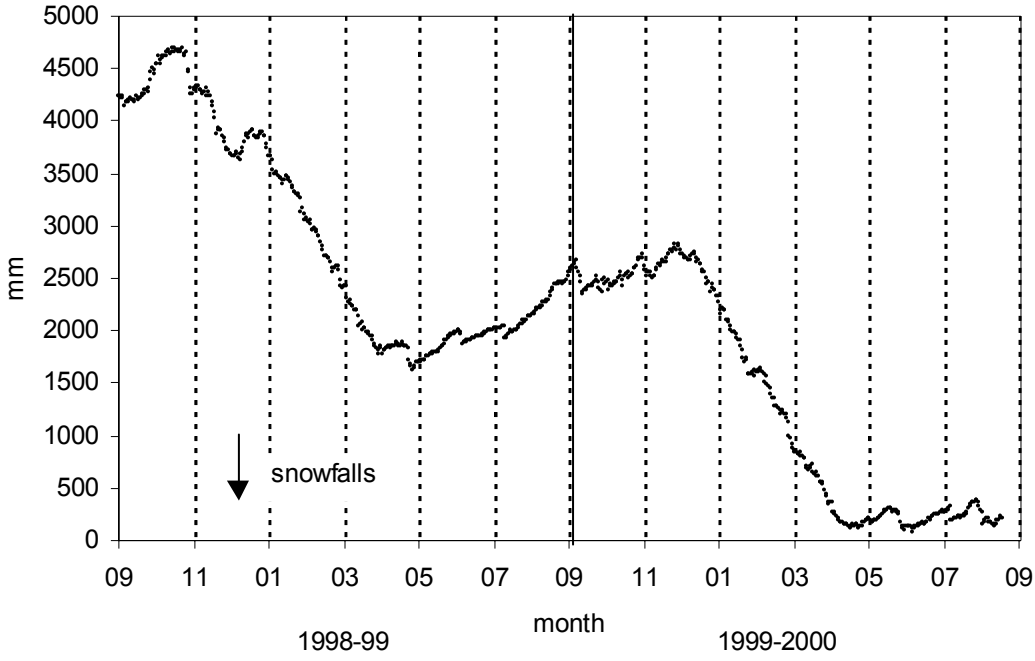


Figure 4: Daily measurements of the ultrasonic depth gauge at 24h00, from September 1998 to August 2000. A height increase is due to melting or snow packing, a height decrease is due to snowfall.

From September to the end of December, periods of heavy melting (several centimeters of ice per day) alternate with snowfall, which becomes more and more frequent. This has been observed in the Andes of the outer tropics from Bolivia to Peru: from September, there is a gradual build up of the wet season with rainy spells becoming more and more predominant [*Schwerdtfeger*, 1976, p.153]. The wet season on the Zongo glacier extends from the end of December to the end of April. On the average, it snows 2 days out of 3. Over the two studied cycles, the net daily accumulation is regular and practically identical: roughly 20 mm of snow per day. In May, the change to the dry season tends to be more abrupt than the gradual transition toward the wet season. The dry season lasts

from May to the end of August. A few snowfall events occur, but in general this is a period of low ablation.

4.2. Distribution of precipitation in the day and the wind regime

The accumulation of snowfall at a time step of 3 hours during the wet seasons of 1998–1999 and 1999–2000, was 3.5 and 3.3 m of snow, respectively. A sensitivity study showed that the choice of the time step between 2 hours and 5 hours only changes the amount of snowfall during the wet season of 1999–2000 by less than 10 %. The maximum amount of snow is 3.4 m of snow, obtained with the time step equal to 4 h.

The distribution in the day of snowfalls on the glacier was bimodal (Figures 5a and 5b). The maximum values were observed in the middle of the night, and at the beginning or in the middle of the afternoon. Figure 5c shows that the Pv rain gauge in the valley also recorded two maximum values of precipitation over the 24-hour period: one in the middle of the night and the other at midday.

It is important to assess the wind speed during precipitation, because it affects the density of the fresh snow and the catch deficiency of the rain gauges. In wet season, the wind speed at the surface of the Zongo glacier was not very high, generally less than 5 $m.s^{-1}$ (Figure 6). The distribution of wind speeds during precipitation did not stand out from the overall values of the season (Figure 6). In particular, precipitation was not associated with the highest wind speeds. In 90 % of the cases, precipitation was associated with wind speeds lower than 4 $m.s^{-1}$, and in 60 % of the cases, it was associated with wind speeds between 1 and 3 $m.s^{-1}$.

Throughout the year, wind direction alternated between two directions (Figure 7a). During the night and up to the beginning of the morning, the wind came from the northwest; the mountain wind was dominant (Figure 1). From the end of the morning up to the end of the afternoon, the wind originated in the east or the southeast, coming from the valley. Figure 7b shows the wind direction according to the hour of the day only during precipitation, demonstrating that precipitation was generally associated with wind from the valley, especially in the afternoon.

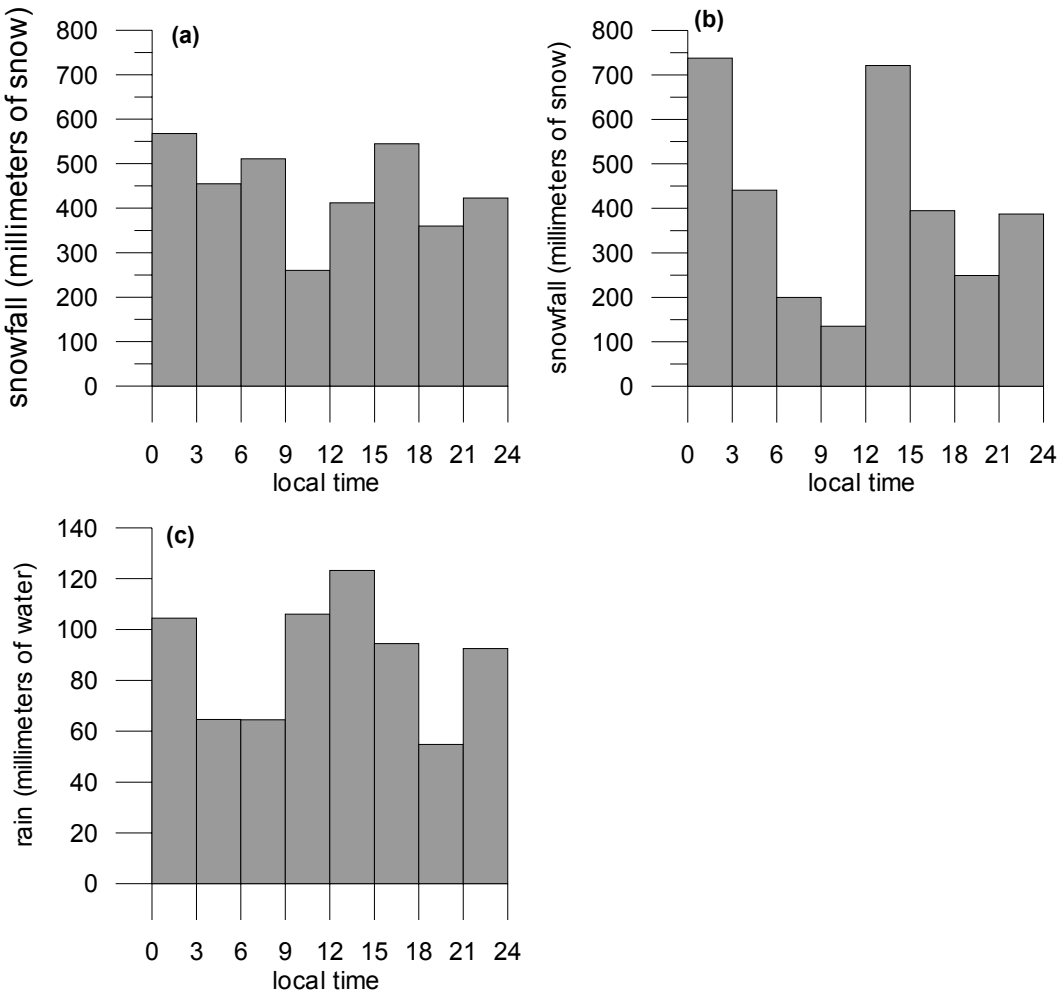


Figure 5: Distribution during the day of cumulated precipitation at a 3-hour time step. (a) and (b) show snowfall measured by the ultrasonic depth gauge on the glacier for the wet season of 1998–1999 (98 days) and the wet season of 1999-2000 (121 days), respectively. (c) shows the rain measured by Pv at 3900 m in the Zongo valley for the wet season of 1999–2000.

The wind regime at the surface of the Zongo glacier is dominated by the local atmospheric circulation, related to valley wind during the day and mountain wind during the night. *Hastenrath* [1991, p.13] observed this type of regular daily shift on Mount Kenya in the east of equatorial Africa. During the wet season in tropics, meteorological situations with weak large scale forcing tend to produce light wind, thus allowing for the generation of the thermally forced circulation [*Garreaud*, 1999]. Contrary to the glaciers of the higher latitudes, where winter precipitation is generally associated with strong winds caused by low pressure situations, precipitation on tropical glaciers is not associated with storms. The wet season is during the austral summer when the potential solar radiation is maximal. Much of the precipitation is of convective nature through the local heating of the land surface by solar radiation. The mass of moist air formed above

the lowlands is carried by the valley wind toward the highest elevations, where the air cools, causing an increased condensation of the moisture in the air.

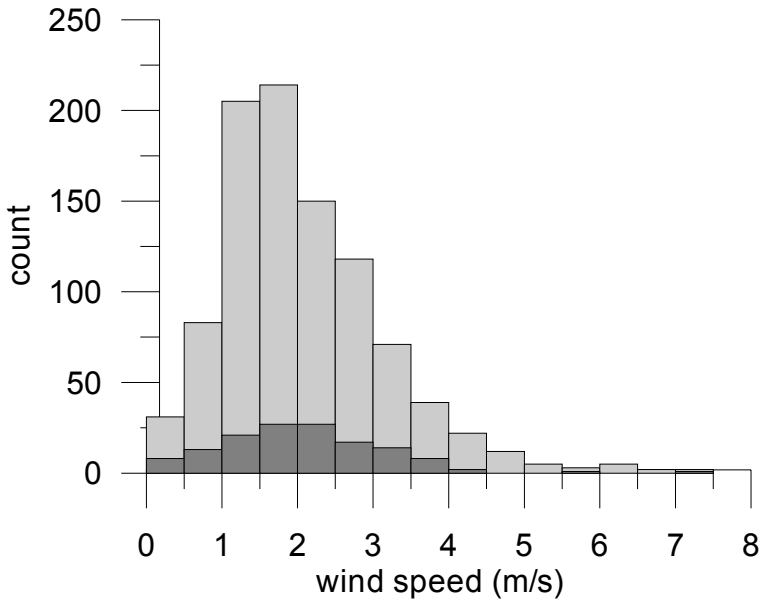


Figure 6: Histograms of the 3-hour means of wind speed for the wet season of 1999–2000 (light bars, 969 data) and during snowfall during the same period (dark bars, 141 data). The measurements were at 180 cm above the surface of the glacier at 5150 m a.s.l.

Precipitation on the glacier lasts from half a day to several days, but is not intense on the hourly scale. For periods of less than 1 hour, the highest quantities of rain are measured at the temperate latitudes, whereas for the periods from 1 hour to 1 day, it is at the low latitudes that the heaviest rains are observed [*Dingman*, 1994, p.141]. During the wet season, the Amazon basin is a permanent source of condensation and energy; convective clouds form in succession, bringing persistent rains over the Andes.

The daytime rise of masses of moist air along the valleys carries a maximum of precipitation to the valley at midday and to the high mountain elevations in the middle of the afternoon. A maximum of precipitation in the middle of the night occurs in the valley and on the glacier. Figures 5a and 5b illustrate the snow depths. The density of fresh snow fallen during the night is certainly lower than during the day because of the lower temperatures. It is therefore probable that the night-time precipitation on the glacier is slightly overestimated by the ultrasonic depth gauge compared to daytime precipitation. Nevertheless, below the snow line, the Pv rain gauge recorded nocturnal precipitation comparable to the daytime precipitation (Figure 5c).

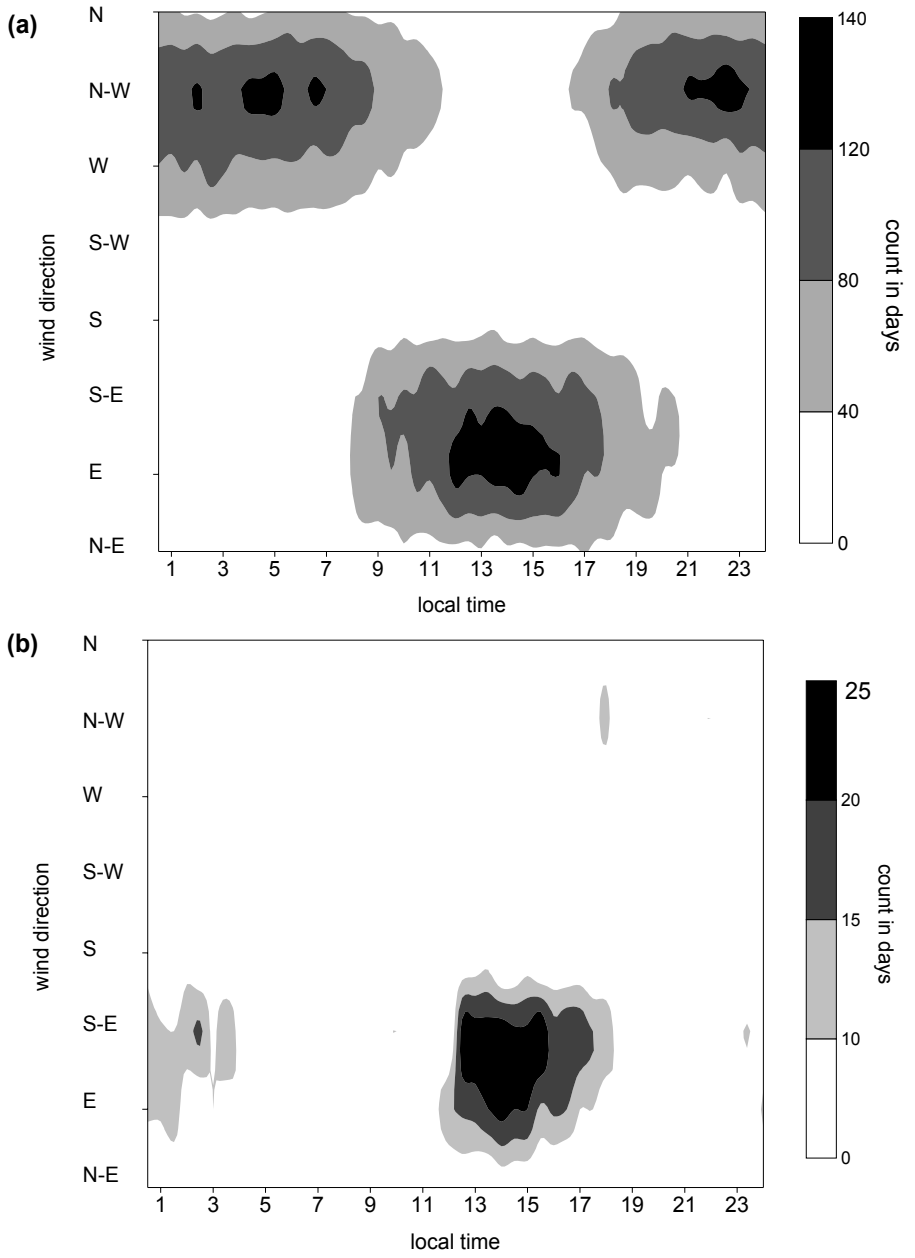


Figure 7: Hourly values of wind direction (y axis) in relation to the hour of the day (x axis). The curves represent the number of days out of the year. (a) shows the values for the hydrological year 1999–2000. Each vertical represents 365 wind direction values. (b) shows the wind direction only during precipitation for 1999–2000.

During night-time precipitation, the wind close to the surface does not have a marked preferential direction (Figure 7b). The night-time precipitation was associated with periods of bad weather which lasted for 1 or 2 successive weeks. Figure 2 shows the alternation of periods of day-long cloudy skies and periods of morning or day-long clear skies during the wet season. This alternation is related to the regional atmospheric circulation. *Aceituno and Montecinos* [1993] mentioned that during the wet season, there is an alternation of periods of 5 to 10 days of heavy and light convective clouds cover on

the Bolivian Altiplano, related to dry and wet conditions, respectively. These rainy and dry periods are associated with the reinforcement or weakening of the "High Bolivian", high pressure zone centered on the Altiplano at 200 hP [*Garreaud*, 1999].

4.3. Density of the fresh snow

Comparing the snow depths measured by the ultrasonic depth gauge with the water depths measured by the Pg storage rain gauge placed 20 m away gives an estimation of the density of the fresh snow, provided the systematic bias on the Pg gauge is known. We will study here the measurements made over 8 months, from September 1999 to April 2000 (Figure 8). For wind speeds under 4 $m.s^{-1}$ (Figure 6), the catch deficiency of the rain gauge for solid precipitation would be lower than 50 % [*U.S. Army Corps of Engineers*, 1956; *Larson and Peck*, 1974]. As a result, the density of the snow that fell in 3 hours at 5150 m a.s.l. on the Zongo glacier was 200 ± 50 $kg.m^{-3}$ from September to January, then it was 250 ± 50 $kg.m^{-3}$ until end of April (Figure 8).

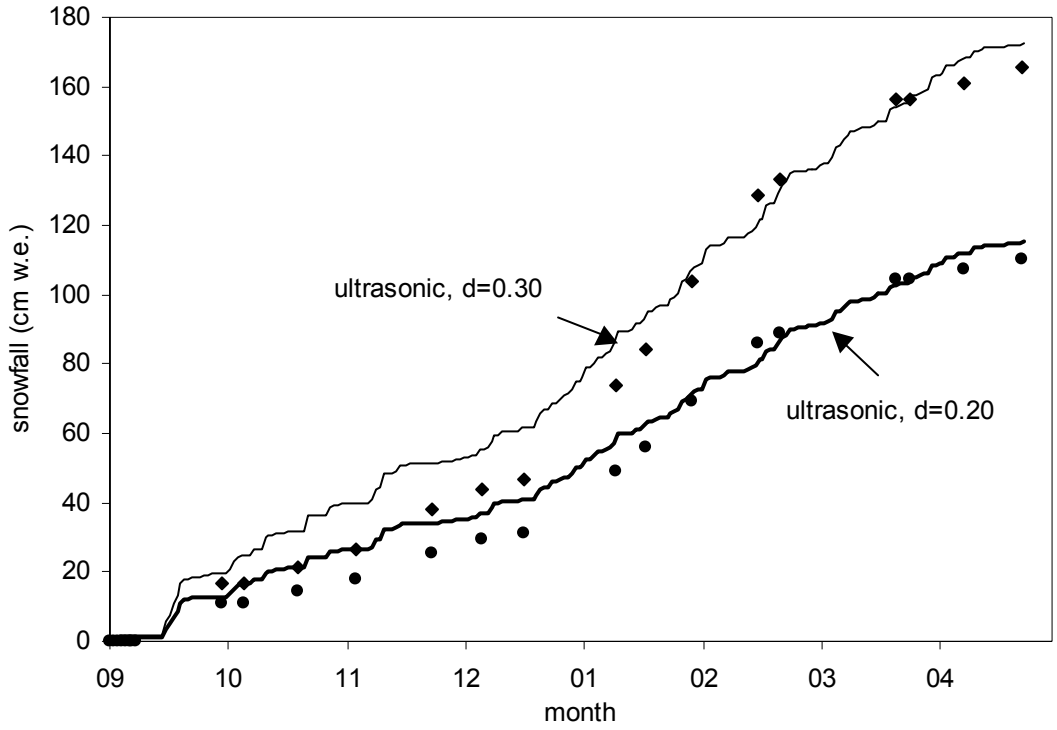


Figure 8: Snowfall measured at 5150 m a.s.l. on the Zongo glacier from September 1999 to May 2000. The thick [thin] line shows the accumulation of precipitation measured by the ultrasonic depth gauge, converted into water equivalent with a density of 0.20 [0.30]. The circles represent the measurements from the Pg rain gauge placed near the

ultrasonic gauge. The diamonds represent the measurements of Pg increased by 50%, to compensate for the catch deficiency.

However, the catch deficiency of the rain gauge entails a high uncertainty on the estimation of the density. Figure 4 shows that from January 1 to April 30, 2000, a snow cover of 2.30 m accumulated at 5150 m a.s.l., but the density profile was not known. Snow pits observations made at 5150 m a.s.l. at the end of the wet seasons of 1995, 1996, and 1997 showed that the snow cover has a mean density value varying from 450 to 500 $kg.m^{-3}$. So we can estimate that about 1 m w.e. of snow accumulated at 5150 m a.s.l. during the wet season 2000. To obtain 1 m w.e. with 3.3 m of snow, the density of the fresh snow must be 300 $kg.m^{-3}$.

During each field visit, snow density measurements are taken 10 cm below the surface; the minimal density measured was on the order of 200 $kg.m^{-3}$. From March 28 to 29, 2001, the density measurements of 11 snow samples were taken on the glacier during and a few hours after snowfalls. The median of these measurements was 200 $kg.m^{-3}$, the high and low values were 340 $kg.m^{-3}$ and 150 $kg.m^{-3}$, respectively.

As a result, we consider that the fresh snow on the Zongo glacier has a density of 250 ± 50 $kg.m^{-3}$ during the wet season.

Table III shows some densities of the fresh snow presented in the literature. At the temperate latitudes, the majority of the authors agree on a value on the order of 100 $kg.m^{-3}$ [*Sevruk*, 1985]. However according to *Goodison et al*. [1981] a density on this order would overestimate the snowfall water equivalent in many regions.

Table III: Fresh snow densities available in the literature.

References	Fresh snow density ($kg.m^{-3}$)	Comments
Seligman [1962, p.144]	50-65	Calm weather
Seligman [1962, p.144]	280	Windy weather
Bossolasco and Dagnino [1957]	70-200	Säntis (2500 m a.s.l.), no wind, air temperature = -5°C
Akitaya [1974]	< 100	Grain size of 0.5 to 1 mm
Potter [1965]	70-110	Regional variation throughout Canada
Gray et al. [1970]	45	Canada, no-drifting conditions
Gray et al. [1970]	230	Canada, drifted snow
Grant and Rhea [1974]	70-100	Colorado Rockies
Meister [1985]	103 ± 66 (186 samples),	Swiss Alps, wind speed less than 5 $m.s^{-1}$, air temperature between –15 and +5°C

The large dispersion in the densities of the fresh snow comes from different climatic conditions, but also from measurement errors, which show a strong increase when the density or the depth of the snow decreases. According to *Meister* [1985], the error reaches ± 15 % for a depth of fresh snow of 10 cm and a density of 100 $kg.m^{-3}$. Moreover, the density of the snow can change very quickly with the packing of the snow after snowfall and measurements taken several hours after snowfall can lead to erroneous results. Comparing the ultrasonic depth gauge with the rain gauge gives a mean value of the density of the fresh snow over several months, with a precision comparable to that of direct measurements.

The density of freshly fallen cold snow depends to a great extent on the crystals and therefore, indirectly, on the temperature, but especially on the wind speed at the moment of the snowfall [*Lliboutry*, 1964]. Most of the fresh-snow densities presented in the literature concern winter precipitation that deposits cold and dry snow. The variability of these densities is especially related to different wind speeds (table III).

The densities of fresh snow observed on the Zongo glacier, on the order of 250 ± 50 $kg.m^{-3}$ in wet season, are higher than those observed at higher latitudes because snowfall occurs during a warm period: 80 % of the hourly air temperatures during precipitation were between –3 and 1°C. The snow is heavy as soon as it falls, and the transformation of wet snow leads to a rapid increase in the density [*Colbeck*, 1982].

The absolute value of the fresh snow density is not known with a high accuracy, but changes in the course of the year can be assessed. The higher mean density of fresh snow from January to March than it was from September to December can be related to packing because precipitation becomes more intense and more regular (Figure 4). It is not related to wind speed, which was not significantly different during precipitation between September and December (mean: 2.6 $m.s^{-1}$, SD: 1.4 $m.s^{-1}$) than during precipitation from January to March (mean: 2.0 $m.s^{-1}$, SD: 1.1 $m.s^{-1}$). This increase in density can be due to a rise in temperature, since when the air temperature is close to 0°C, the snow density seems to increase noticeably with the temperature [*Sevruk*, 1985 ; *Meister*, 1985]. From September to December, the mean hourly air temperature during precipitation was –1.4°C (SD: 1.6°C). From January to March, this mean was –0.2°C (SD: 2.0°C).

Nevertheless, the variations in fresh-snow density on the Zongo glacier remain small. The range of temperature and wind speed variations during precipitation is not large and one can expect a smaller variability in the density of fresh snow at low latitudes than at higher latitudes.

5. CONCLUSION

This study details a method for measuring snowfall with an ultrasonic depth gauge. The method is applied to the characterization of seasonal and hourly variations in precipitation on the Zongo glacier in Bolivia. Examining the characteristics of the sensor allowed us to constitute a series of solid precipitation events on the glacier at 3-hour intervals and with a sensitivity of 1 cm of snow.

The year is marked by a dry season from May to August, an intermediate season from September to December during which precipitation becomes gradually more and more predominant, followed by the wet season during the austral summer, from December to April. The wet season occurs when the potential solar radiation is at its maximum. Precipitation is generally of a convective nature, from the local contribution of heat in the valleys by solar radiation. During the two wet seasons of 1998–1999 and 1999–2000, the snowfall accumulation on the glacier was 3.5 and 3.3 m of snow, respectively.

Throughout the year, the valley winds during the day and the mountain winds during the night tend to be particularly regular in the high mountains of the low latitudes. Precipitation is generally associated with a valley wind of moderate speed (less than 4 $m.s^{-1}$). A maximum of precipitation was recorded in the middle of the day in the valley, then in the middle of the afternoon in the high mountains. Masses of moist air come from the lowlands of the Amazon basin and are carried up the slopes of the Andes, where they give precipitation due to the orographic effect.

Night-time precipitation events bring, throughout the wet season, amounts of snow comparable to daytime precipitation. They occur during long periods of bad weather lasting several days. The alternation of 5 to 10 days of heavy and light cloud cover during the wet season is related to changes in the atmospheric circulation on the continental scale.

Comparing the snow depths measured by an ultrasonic depth gauge with the water depths measured by a rain gauge give an estimation of the density of fresh snow of about 250 ± 50 $kg.m^{-3}$ in the wet season. Precipitation occurs with high air temperatures (more than –3 °C) and the snow is in a melting condition as soon as it falls. The high density of the fresh snow and the moderate wind speeds prevent snow drifting conditions, leading to a lower spatial variability of snow accumulation than on glaciers of higher latitudes.

Acknowledgements. This glaciological program is supported by L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM). We are grateful for the assistance received from IHH (Instituto de Hidraulica e Hídrologia), UMSA (Universidad Mayor de San

Andrés) and COBEE (Compania Boliviana de Energia Electrica) in La Paz. The field work done by Franz Quispe and Rolando Fuertes was highly appreciated.

IV.2.2 Répartition des précipitations dans le bassin versant

Ce paragraphe examine la variabilité spatiale des précipitations dans le bassin versant du glacier.

Généralement, la précipitation totale sous forme de pluie ou de neige croît avec l'altitude en raison du refroidissement de l'air qui provoque une condensation accrue de l'humidité atmosphérique (effet orographique). Or, dans un système nuageux convectif simple (avec seulement des mouvements verticaux), le maximum de précipitations est proche de la base du nuage où la taille et le nombre des gouttes sont maximum avant l'intervention de l'évaporation. Dans les nuages de type cumulonimbus avec de forts mouvements ascendants, les gouttes tendent à être soulevées et la zone de précipitations maximales peut même se trouver au-dessus de la base des nuages [Barry, 1992]. Ainsi, les précipitations peuvent atteindre un maximum sur les flancs des montagnes, à l'altitude des nuages, en particulier dans les tropiques où les précipitations sont généralement d'origine convective [ex. Geiger, 1966, p.398 ; Hastenrath, 1967 ; Dingman, 1994, p.96]. Flohn [1974] considère que les précipitations au sommet des montagnes tropicales de plus de 3000 m d'altitude ne sont plus que 10 à 30 % du maximum.

- Comparaison des pluviomètres

Les pluviomètres répartis dans le bassin versant du glacier du Zongo enregistrent une précipitation annuelle de l'ordre de 800 mm d'eau par an (figures III.1 et IV.1, tableau II.3). Aucune relation entre la précipitation annuelle et l'altitude n'apparaît dans la figure IV.1. Afin d'identifier les causes des différences, les pluviomètres sont comparés deux à deux par régression linéaire. Les tableaux IV.1 et IV.2 montrent les coefficients de détermination et de régression, ainsi que les ordonnées à l'origine des régressions sur les huit mois les plus pluvieux de l'année (de septembre à avril) concentrant en moyenne plus de 90 % de la précipitation annuelle [Sicart et al., 1998].

Les précipitations de saison sèche, toujours faibles, ne sont pas prises en compte car les pertes par évaporation peuvent affecter la mesure et une concentration des points de faibles précipitations réduit l'homoscédasticité de l'échantillon (hypothèse d'invariance de l'écart type des erreurs). Les pluviomètres Pg0 et P4830 sont présentés à part dans le tableau IV.2 car leur série de mesures est plus courte. La sonde à ultrasons n'est pas utilisée car ses mesures sont calées sur Pg0 (chapitre IV.2.1).

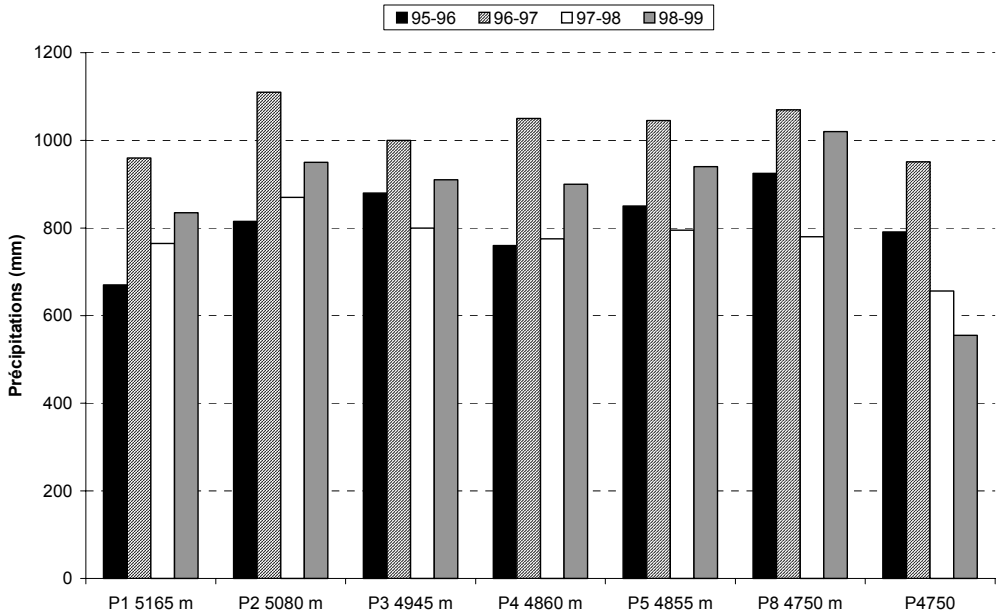


Figure IV.1 : Précipitations annuelles dans le bassin versant du glacier au cours de quatre années hydrologiques (1995-1999).

Tableau IV.1 : comparaisons entre les mesures mensuelles des pluviomètres répartis dans le bassin versant du glacier, pour les mois de septembre à avril de 1995 à 2000 (40 données). Les pluviomètres sont comparés deux à deux par régression linéaire : $P_y = a P_x + b$. Calculs de Clouet [2001].

a) Coefficients de détermination

r^2	P1 5165m	P2 5080m	P3 4945m	P4 4860m	P5 4855m	P8 4750m
P1 5165m	1.00					
P2 5080m	0.98	1.00				
P3 4945m	0.87	0.89	1.00			
P4 4860m	0.89	0.91	0.96	1.00		
P5 4855m	0.91	0.91	0.87	0.87	1.00	
P8 4750m	0.86	0.88	0.95	0.93	0.86	1.00
P4750 4750 m	0.68	0.69	0.72	0.71	0.65	0.74

*b) Coefficients de régression : **a**, P_x est selon les colonnes et Py est selon les lignes.*

$P_y \setminus P_x$	P1 5165m	P2 5080m	P3 4945m	P4 4860m	P5 4855m	P8 4750m
P1 5165m	1.00					
P2 5080m	1.16	1.00				
P3 4945m	1.09	0.94	1.00			
P4 4860m	1.02	0.88	0.90	1.00		
P5 4855m	1.12	0.95	0.93	1.01	1.00	
P8 4750m	1.22	1.06	1.10	1.18	1.04	1.00
P4750 4750 m	0.63	0.63	0.55	0.59	0.53	0.50

*c) Ordonnées à l'origine (mm) : **b**, P_x est selon les colonnes et Py est selon les lignes.*

$P_y \setminus P_x$	P1 5165m	P2 5080m	P3 4945m	P4 4860m	P5 4855m	P8 4750m
P1 5165m	1					
P2 5080m	-4	1				
P3 4945m	0	4	1			
P4 4860m	2	6	6	1		
P5 4855m	-5	0	6	1	1	
P8 4750m	-7	-3	-7	-10	3	1
P4750 4750 m	21	23	24	22	28	27

Comparaisons sur 40 mois : tableau IV.1. Les pluviomètres totalisateurs sont bien corrélés entre eux ($r^2 > 0.86$). Les pluviomètres les plus proches ne sont pas les mieux corrélés entre eux. Par exemple, P8, bien qu'éloigné, est très bien corrélé à P3 et P4 (tableau IV.1 (a)). Par contre, seulement les deux tiers de la variance de P4750 sont corrélés aux autres pluviomètres ($r^2 \approx 0.66$). P4750 est à peine mieux corrélé avec P8 à une dizaine de mètres de distance, qu'avec les pluviomètres P1 ou P2 situés à plus de 2 km de distance (les coefficients de corrélation 0.69 et 0.74 ne sont pas significativement différents au seuil de signification de 5 %).

Le déficit de P4750 et sa mauvaise corrélation avec les autres pluviomètres (tableaux IV.1 (a) et (b)) peuvent être dus à une fuite ou à une plus grande perturbation du vent sur sa surface de captation qui est plus petite que celles des pluviomètres totalisateurs (chapitre IV.2.1). L'erreur sur les lectures journalières (P4750) peut aussi être différente de l'erreur sur les lectures mensuelles (pluviomètres totalisateurs).

Les écarts entre les pluviomètres totalisateurs, de l'ordre de 20 %, semblent principalement causés par l'effet du vent (tableau IV.1 (b)). Le déficit causé par le vent est accentué pour les chutes de neige (chapitre IV.2.1). L'altitude de la limite « grésil-

neige » variant entre 4700 à 5100 m au cours de l'année (chapitre VI.3.4), le maximum de précipitations est enregistré au pluviomètre totalisateur le plus bas (P8).
Situé sur un col venté, P1 reçoit le moins de précipitations, en particulier 16 % de moins que P2 situé sur la même moraine seulement 80 m plus bas (figure III.1).
Les pluviomètres P2, P3 et P4 font apparaître un augmentation des précipitations de 20 % sur 200 m de dénivelé. Les cumuls mensuels de P4 et P5 sont très proches.

Les ordonnées à l'origine (b) peuvent permettre d'identifier des perturbations telles qu'une forte évaporation ou une fuite (tableau IV.1 (c)). b est faible pour les pluviomètres totalisateurs, inférieur à 10 mm d'eau par mois (environ 10 % des précipitations mensuelles). Les ordonnées à l'origine les plus fortes sont dans les régressions avec P4750 = a P_x + b (b > 20 mm d'eau par mois), ce qui tend à montrer que le déficit de P4750 est atténué lors des faibles précipitations. Or, une perte proportionnelle à la quantité de pluie peut être causée par une fuite. Suite à ces remarques, l'examen du pluviomètre a permis d'identifier effectivement une légère fuite.

Tableau IV.2 : idem que le tableau IV.1 : $P_y = a P_x + b$ et r^2 note le coefficient de détermination de la régression linéaire. Période de 8 mois : de septembre 1999 à mai 2000. Calculs de Clouet [2001].

a) Coefficients de détermination

r^2	P1	P2	P3	P4	P5	P8	P4750
Pg0 5150 m	0.87	0.92	0.91	0.84	0.94	0.91	0.75
P4830 4830 m	0.86	0.87	0.82	0.84	0.81	0.86	0.70

*b) Coefficients de régression : **a**, P_x est selon les colonnes et P_y est selon les lignes.*

P_y \ Px	P1	P2	P3	P4	P5	P8	P4750
Pg0 5150 m	1.39	1.09	1.15	1.26	1.24	0.88	1.29
P4830 4830 m	1.06	0.88	0.83	0.92	0.82	0.73	1.11

c) *Ordonnées à l'origine (mm) : **b**, P_x est selon les colonnes et P_y est selon les lignes.*

P_y \ Px	P1	P2	P3	P4	P5	P8	P4750
Pg0 5150 m	-5	15	-1	2	5	34	18
P4830 4830 m	12	2	28	20	30	32	32

Comparaisons sur 8 mois : tableau IV.2. Pg0 et P4830 sont mieux corrélés avec les pluviomètres totalisateurs qu'avec P4750 en raison des perturbations sur les mesures de P4750 (tableau IV.2 (a)). Le pluviomètre Pg0 sur le glacier, et donc à l'abri du vent,

enregistre entre 10 et 25 % de plus de précipitations que les pluviomètres totalisateurs sur les moraines qui sont exposés au vent (tableau IV.2 (b)).
P8 enregistre de plus fortes précipitations que Pg0 car les précipitations à 4750 m d'altitude sont le plus souvent sous forme liquide alors que c'est de la neige qui tombe sur le glacier.
P4830 reçoit moins de précipitations que les pluviomètres totalisateurs car le déficit dû au vent est accentué sur les faibles surfaces de captation et car les chutes de grésil à 4830 m d'altitude remplissent fréquemment P4830 qui n'est pas chauffé [Caballero, 2001]. Les fortes valeurs des ordonnées à l'origine des régressions avec P4830 sont inexpliquées (tableau IV.2 (c)).

- Remarques de conclusion

La comparaison détaillée des différents pluviomètres montre que les mesures des pluviomètres P4750 et P4830 de surface de captation inférieure à 800 cm^2 (lecture journalière) sont moins fiables que les pluviomètres totalisateurs (lecture mensuelle, section 2000 cm^2) à cause des perturbations du vent, de l'accumulation de neige ou de grésil, et d'une fuite sur P4750.
L'installation d'un pluviomètre sur le glacier (Pg0) a permis de montrer que le déficit des mesures des pluviomètres sur les moraines est d'au moins 20 % en raison de la turbulence crée par le vent. Il est aussi possible que le glacier reçoive plus de précipitations que les moraines, mais cet effet est très difficile à vérifier. Les bilans de masse selon la méthode hydrologique calculés depuis 1995 avec les pluviomètres sur les moraines doivent donc être revus à la hausse.
Finalement, aucune relation entre les précipitations et l'altitude ne peut être mise en évidence à l'échelle du bassin versant du glacier. La précipitation mesurée dépend essentiellement de phénomènes locaux tels que l'exposition au vent ou le type du pluviomètre.

Sur la ligne d'équilibre, toute et seulement la neige tombée dans l'année a fondu. Par exemple sur l'année 1996-97, la ligne d'équilibre était vers 5180 m d'altitude et l'ablation à 5150 m était de 1200 mm d'eau selon Wagnon et al. [1999]. On retrouve une précipitation sur le glacier de l'ordre de 1 m d'eau.

IV.3 La méthode glaciologique

La précision de la méthode glaciologique est difficile à évaluer. Les sources d'erreur proviennent essentiellement de problèmes d'échantillonnage. Les mesures ne peuvent se faire que sur un nombre limité de points en dehors des zones de crevasses et de séracs.
Il est important de distinguer les erreurs systématiques qui entraînent un biais sur le bilan de masse annuel, des erreurs aléatoires qui tendent à se compenser sur de longues périodes de temps.

IV.3.1 Incertitudes en zone d'ablation

Par comparaison d'une dizaine de balises réparties dans 100 m^2, Braithwaite [1998] estime que l'erreur aléatoire sur la mesure d'une balise est de l'ordre de ± 5 mm de glace par mètre carré et par jour. Des balises proches peuvent donner des mesures différentes en raison d'un albédo local différent [Konzelman et Braithwaite, 1995]. Les zones de différents albédos doivent donc être correctement échantillonnées afin d'éviter un biais sur le calcul de l'ablation.
L'évolution du relief de la surface peut entraîner une erreur sur la lecture des émergences des balises lorsque la fusion est mesurée à un court pas de temps, mais sur le bilan annuel l'erreur est faible [Müller et Keeler, 1969].
Vallon [1968] note que lorsque les lignes de courant des glaciers ne sont pas parallèles entre elles, l'émergence de la balise est différente du bilan à cause de la variation de la vitesse verticale de la glace le long de la balise. Ainsi, l'émergence d'une balise est plus faible que l'ablation dans un mouvement de compression alors qu'elle est plus forte que l'ablation dans un mouvement de divergence. L'erreur sur le bilan local peut atteindre 10 cm d'eau par an mais est réduite dans le bilan de l'ensemble du glacier car les effets des zones de convergence et de divergence tendent à se compenser.

Sicart [1996] remarque que le fait de positionner les balises au centre du glacier du Zongo ne permet pas de rendre compte des différentes orientations de la langue glaciaire, ce qui entraîne une sous-estimation du bilan de masse de 10 à 20 cm d'eau par an.
Par ailleurs, Sicart [1996] calcule avec un modèle géométrique simple que la présence de séracs ou de crevasses entraîne une augmentation de 20 à 30 % de la surface exposée au rayonnement solaire, accentuant la fusion. L'auteur estime que l'absence de mesures en zones accidentées cause une surestimation du bilan de masse du glacier du Zongo de 10 à 20 cm d'eau par an.

La distribution de l'insolation potentielle (rayonnement solaire direct sans atténuation atmosphérique) dépend essentiellement de la pente locale et, à la latitude du glacier du Zongo, ce sont les surfaces planes qui reçoivent annuellement le maximum de rayonnement solaire, principale source d'énergie de fusion (chapitre V.2.4). Les mesures des balises qui sont toujours sur les aplats tendent donc à surestimer la fusion.
L'ensoleillement potentiel annuel varie d'un facteur 1.5 pour une pente variant de 40° à 0° (160 à 250 $W.m^{-2}$ en moyennes annuelles). Une réduction de 20 % de l'ablation (correspondant à une pente moyenne de 20°) des secteurs de plus fortes pentes (4900-5000 m, 5100-5200 m et 5200-5300 m, figure III.4) cause une diminution de l'ablation du glacier de 10 à 20 cm d'eau par an pour les trois années de bilans négatifs (1991-92, 1994-95 et 1995-96) et de 30 cm d'eau par an pour l'année 1997-98 qui fut très déficitaire. Ce biais est surestimé car l'énergie de fusion ne provient pas uniquement du rayonnement solaire et les nuages, fréquents en saison de fusion (saison des pluies), atténuent l'influence de l'angle d'incidence du rayonnement solaire direct. Un modèle distribué de bilan d'énergie est donc utile pour estimer les erreurs de mesure de l'ablation (partie VI).
Finalement, les séracs et crevasses entraînent une augmentation de la surface exposée au rayonnement solaire mais ces surfaces inclinées ont un ensoleillement potentiel réduit. L'effet sur le bilan de masse varie selon l'intensité et la distribution dans l'année du rayonnement solaire direct. Sur le terrain, on note généralement une forte fusion des zones de séracs, ce qui montre que l'absence de mesures dans les zones accidentées entraîne une sous-estimation de l'ablation. Il faut aussi noter que la neige qui s'accumule dans les crevasses est à l'abri de la fusion.

IV.3.2 Incertitudes en zone d'accumulation

Deux à cinq carottages sont effectués chaque année en zone d'accumulation entre 5500 et 5700 m d'altitude (figure III.1). Les mesures sont appliquées à toute la zone d'accumulation qui couvre environ les deux tiers de la surface totale du glacier.

Le tableau IV.3 montre les résultats des carottages en zone d'accumulation de 1991 à 1999. Les bilans d'accumulation de 1991 à 1995 sont le résultat d'un seul carottage en septembre 1995. Depuis 1995, l'accumulation est déterminée par des carottages à la pelle sur la profondeur du névé annuel (ou puits de neige).
Les mesures des pluviomètres P4750 et P8 sont également montrées dans le tableau IV.3 : P4750 est la plus longue série disponible (mais sous-estime fortement les précipitations)

et P8 est le pluviomètre qui enregistre le plus de précipitations dans le bassin versant (paragraphe IV.2.2).

Le bilan d'accumulation sur le glacier est de l'ordre du mètre d'équivalent en eau par an, en général un peu supérieur aux pluies dans la partie basse du bassin (tableau IV.3). Chaque année les différences entres les carottages sont de l'ordre de 20 à 30 %.
La faible différence de l'accumulation nette sur le glacier avec la pluie en zone basse tend à confirmer que les précipitations n'augmentent pas avec l'altitude dans le bassin versant (paragraphe IV.2.2), mais peut aussi provenir d'une fusion non négligeable à haute altitude. En effet, lors des deux années les plus déficitaires : 1991-92 (b_n = - 90 cm d'eau, tableau III.2) et 1997-98 (b_n = - 200 cm d'eau), le bilan d'accumulation était même inférieur aux précipitations à 4750 m. Lors des visites sur le terrain à 5550 m au cours de l'année 1997-98, nous avons effectivement observé une forte fusion à haute altitude.
Par contre, le fort déficit du carottage à 5700 m au cours de l'année de bilan équilibré 1993-94 provient sans doute d'une erreur de mesure avec le carotteur SIPRE (« Snow, Ice and Permafrost Research Establishment » conçu par le Cold Regions Research Laboratory et fabriqué par le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement).

L'absence de mesure de l'accumulation interne, c'est-à-dire du regel de l'eau de fonte ayant percolé en-dessous du névé de l'année, entraîne une sous-estimation de l'accumulation [Lliboutry et Echevin, 1975]. L'influence de l'erreur sur le bilan de masse est difficile à estimer et dépend des sites : elle est de l'ordre de quelques centimètres d'eau par an selon Cogley et Adams [1998]. Cette erreur peut contribuer à expliquer la faible accumulation mesurée sur le glacier du Zongo par rapport aux pluies à 4750 m (de nombreuses couches de regel sont observées lors des carottages).

Tableau IV.3 : comparaison des pluviomètre P4750 et P8 à 4750 m d'altitude avec les carottages en zone d'accumulation du glacier 1991 à 1999.

Année	**P4750 mm d'eau**	**P8 mm d'eau**	**Carottage 5700 m mm d'eau**		**Carottage 5600 m mm d'eau**		**Carottage 5520 m mm d'eau****	
	Sept.	**Sept.**	**Avril**	**Sept.**	**Avril**	**Sept.**	**Avril**	**Sept.**
91-92	686			571*				
92-93	920			1240*				
93-94	968			832*				
94-95	723			971*				
95-96	791	925	986	965	1111	848	790	790
96-97	951	1050	1256	1225			1378	1371
97-98	656	780		692				392
98-99	555	1033		992				930

* résultats d'un carottage au SIPRE en septembre 1995.

** moyenne de deux à trois mesures le long de la courbe de niveau

Bien que les années avec des carottages en avril et en septembre soient peu nombreuses, il semble que le bilan d'accumulation évolue peu au cours de la saison sèche (sauf à 5600 m en 1995-96, tableau IV.3). Il est très probable que, comme en zone d'ablation, l'ablation à haute altitude soit très faible en saison sèche.

Malheureusement, la fusion à haute altitude, i.e. au-dessus de 5200 m d'altitude, est mal connue. Cette fusion faible par unité de surface mais concernant une grande superficie, peut influer sur le débit de fonte les années déficitaires, lorsque la ligne d'équilibre remonte haut en altitude (jusqu'à 5500 m).

En raison d'une forte densité de la neige fraîche et des faibles vitesses de vent, le vent ne déplace pas la neige au sol (chapitre IV.2.1). Le principal facteur de variation de l'accumulation est donc la précipitation.

Lorsque les nuages remontent le long d'une montagne, les précipitations s'intensifient quand la pente de surface augmente [Lliboutry, 1964, p.449]. On peut donc s'attendre à un maximum de chute de neige sous le sommet sud, en raison de la forte accentuation de la pente s'opposant au vent d'est qui amène généralement les masses d'air humide (figure III.1). Néanmoins, les carottages ne sont pas assez nombreux (en raison de la difficulté de la mesure) pour mettre en évidence une variation des précipitations dans la zone d'accumulation.

IV.3.3 La méthode d'intégration des mesures

Les bilans de masse sont intégrés sur l'ensemble du glacier par sommation des moyennes des mesures regroupées par tranches d'altitude de 100 m de dénivelé chacune (figure III.7).
Dans l'étude d'une série de bilans sur le glacier de Saint Sorlin (plus de 10 points de mesure au km^2), Vallon et Leiva [1981] comparent les bilans intégrés selon la méthode des polygones de Thiessen, selon les « équisomptuaires subjectives » dessinées à la main et selon l'hypsographie du glacier en faisant intervenir trois formes de dépendance du bilan selon l'altitude (deux linéaires et une parabolique). Comme résultat, l'incertitude du bilan liée à la méthode d'intégration des points de mesure est de l'ordre de $\pm$ 10 cm d'eau.an^{-1}.

Selon Funk et al. [1997], les variations d'une année à l'autre du nombre de points de mesure à la surface du glacier Griesgletscher en Suisse causent une incertitude sur le bilan légèrement plus faible, de l'ordre de $\pm$ 6 cm d'eau.an^{-1}.
Hock et Jensen [1999] étudient la sensibilité du bilan aux paramètres du krigeage (variogramme et effet de « pépite ») utilisés pour intégrer les mesures à la surface du glacier Storglaciären en Suède. Comme résultat, le profil de bilan selon l'altitude varie fortement, entraînant une variation du bilan de masse du glacier de l'ordre de 10 cm d'eau par an.

Sur le glacier du Zongo, les balises sont peu nombreuses (une quinzaine) et regroupées sur le plateau entre 4900 et 5100 m d'altitude, ce qui limite l'intérêt de tester différentes méthodes d'intégration des mesures. J'ai seulement testé la méthode d'interpolation des mesures du bilan dans la zone de séracs entre 5200 et 5400 m d'altitude (figure III.7). En moyenne sur 6 années (1993-1999), l'interpolation selon une polynomiale du troisième degré au lieu d'une interpolation linaire entraîne la réduction du bilan total de 15 cm d'eau par an et une augmentation de l'altitude de la ligne d'équilibre de 80 m.

IV.3.4 Discussion

Les fortes erreurs de mesure des balises tendent à se compenser. La principale source de biais en zone d'ablation est l'absence de mesures dans les zones de séracs ou de crevasses, entraînant une sous-estimation de la fusion (de l'ordre de 10 à 20 cm d'équivalent en eau par an).

L'erreur en zone d'accumulation est essentiellement due à un petit nombre de points de mesure représentant une grande surface du glacier. Des arguments tels que la faible variabilité spatiale des précipitations et l'absence de déplacement de la neige par le vent, tendent à montrer que l'erreur d'échantillonnage n'est pas très forte. Néanmoins, davantage de mesures seraient nécessaire pour quantifier l'erreur.
L'accumulation nette sur le glacier est proche des précipitations mesurées dans la partie basse du glacier alors que l'on pourrait s'attendre à une augmentation des précipitations en altitude. Une sous-estimation de l'accumulation semble plus probable (en raison de l'accumulation interne non prise en compte par exemple) qu'une surestimation, mais une fois encore, les éléments de conclusion sont peu nombreux.

L'interpolation linéaire des bilans entre 5200 et 5500 m entraîne une surestimation du bilan d'une dizaine de centimètres d'eau par an. Les incertitudes sur les mesures en zone d'ablation et sur la méthode d'intégration des bilans amènent une précision sur le bilan de masse au mieux de l'ordre de ± 40 cm d'eau par an. Cette estimation coïncide avec la précision du modèle linéaire de Lliboutry [1974] au seuil de signification de 5 %, car l'écart-type de l'erreur du modèle est de 20 cm d'eau par an.
En considérant que la sous-estimation de l'ablation en zone basse est compensée par la sous-estimation de l'accumulation en zone haute, le calcul du bilan de masse du glacier n'est pas fortement biaisé. On peut noter que les bilans des années très déficitaires tendent alors à ne pas être assez négatifs, alors que les bilans des années de forte accumulation tendent à ne pas être assez positifs.

La figure IV.2 montre les vitesses superficielles de la glace mesurées chaque fin d'année hydrologique par le cabinet de topographes *Jaime Cari Silva* de 1991 à 1999. On n'observe pas de tendance à la diminution des vitesses, bien que le bilan de masse cumulé sur cette période soit de –3 m d'eau (tableau III.2).
La méthode de divergence de flux relie le flux de masse à travers la section transversale sous la ligne d'équilibre au bilan de masse de la zone d'accumulation [ex. Kuhn et al., 1999]. En conditions stationnaires (dh/dt = 0), le flux volumique à travers la section transversale A sous la ligne d'équilibre doit être égal au volume de glace déposé dans la zone d'accumulation :

$$u\,A = b_c\,Sc\,(\rho_{eau} / \rho_i) \qquad \text{(IV.1)}$$

où u est la vitesse de la glace à la ligne d'équilibre, b_c est le bilan en zone d'accumulation en mètres d'eau par an, Sc est la superficie de la zone d'accumulation, et ρ_{eau} et ρ_i. sont respectivement les masses volumiques de l'eau et de la glace.

Des mesures radar (Oscilloscope Fluke, 200 MgHz) effectuées en mai 2001 à proximité de la ligne d'équilibre par P. Wagnon et E. Berthier donnent une épaisseur de glace d'une centaine de mètre à 5150 m où la largeur du glacier est de 900 m environ. En moyenne de 1991 à 1998, b_c est égal à 0.5 m par an.

L'équation (IV.1) permet de calculer une vitesse à la ligne d'équilibre de 10 m par an qui est très proche de la médiane des mesures des vitesses dans cette zone (vers 5150 m, figure IV.2). Ces estimations grossières tendent à montrer que le glacier n'est pas très éloigné de son état d'équilibre.

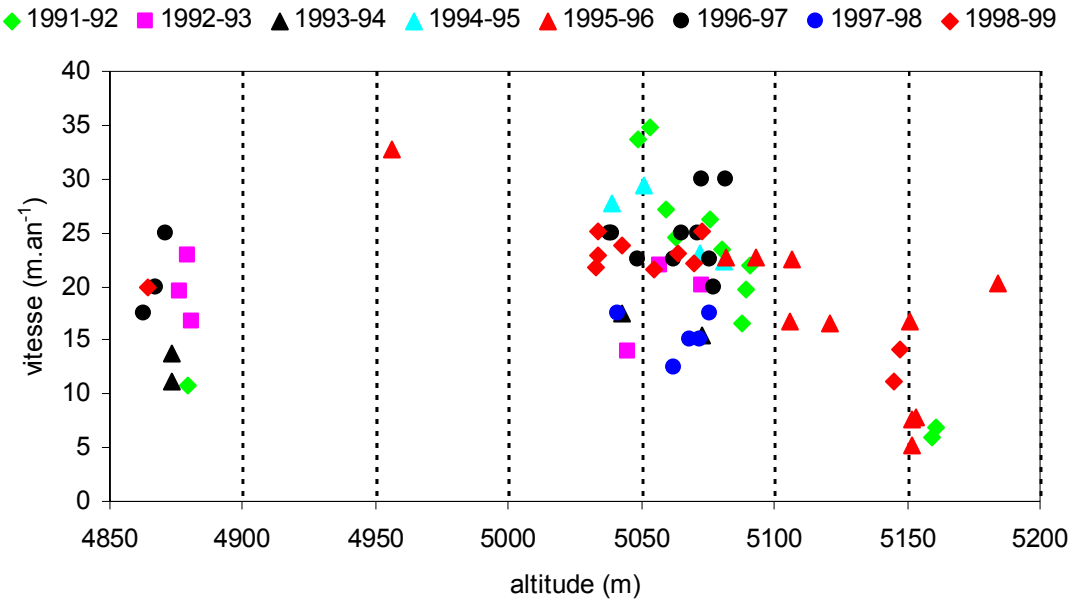


Figure IV.2 : vitesses en surface du glacier du Zongo de 1991 à 1999.

IV.4 La méthode hydrologique

Le bilan de masse du glacier (b_n) est calculé par soustraction du débit de fonte aux précipitations dans le bassin versant (P_{an}) :

$b_n = P_{an} – 1/S_g [D – (S-S_g) c_e P_{an}]$ (IV.2)

où S_g est la surface du glacier, S est la surface du bassin versant, D est le débit du torrent émissaire et c_e est le coefficient d'écoulement des surfaces sans glace. Les pertes de masse par sublimation de glace sont négligées.

Dans l'équation (IV.2) ce n'est pas le coefficient de ruissellement qui intervient [ex. Rigaudière et al., 1995b ; Wagnon, 1999], mais bien le coefficient d'écoulement défini par Roche [1986, p.69] selon : « Pour un intervalle de temps donné, ou pour un événement pluie-débit donné, c'est le rapport du volume total écoulé à l'exutoire du bassin, au volume précipité sur ce bassin. ».

La méthode hydrologique est appliquée chaque année au glacier du Zongo dans les rapports d'activité de GREAT ICE. Jusqu'en 1996, les précipitations du bilan hydrologique étaient les mesures de P4750 augmentées de 20 % [Ribstein et al., 1995 ; Francou et al., 1995]. Depuis l'année 1996-97, P_{an} est la moyenne des précipitations annuelles mesurées par les pluviomètres totalisateurs P2, P3, P4 et P5 afin d'intégrer plusieurs mesures et car le déficit de P4750 est fort [Sicart et al., 1998]. Ces mesures de précipitations sont encore trop faibles car le paragraphe IV.2.2 a montré que les précipitations sur le glaciers sont supérieures d'environ 20 % aux précipitations mesurées par les pluviomètres totalisateurs.

Les sources principales d'incertitudes de la méthode hydrologique sont le coefficient d'écoulement des zones non glaciaires et les précipitations.

Les surfaces sans glace sont constituées de zones rocheuses et de moraines latérales. Jomelli et al. [2002] estiment que le temps de transfert de l'eau de pluie à travers les moraines du glacier du Zongo est inférieur à une semaine en saison des pluies. En saison sèche, ce temps peut être beaucoup plus long, mais reste inférieur à quelques mois.

Sur l'année, le déficit d'écoulement des surfaces sans glace dépend donc de l'évaporation et de l'infiltration dans les zones rocheuses qui sont constituées de granidiorite imperméable. Le coefficient d'écoulement c_e est donc élevé, estimé à 0.8 par Ribstein et al. [1995].

L'augmentation de c_e cause une diminution des débits de fonte du glacier et donc une augmentation du bilan de masse calculé. Les bilans de masse ont été recalculés en fixant

comme valeurs limites de c_e : 0.5 et 1. Ces valeurs de c_e causent des variations maximales du bilan de 1991 à 2000 de –20 cm et + 15 cm d'eau par an par rapport aux calculs avec $c_e = 0.8$ (figure IV.3).

L'incertitude sur la valeur de c_e a une influence moindre sur le bilan de masse que les incertitudes sur les précipitations car (i) la mesure des chutes de neige sur le glacier est difficile, l'erreur pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres d'eau par an (chapitre IV.2.1) et (ii) b_n dépend directement des précipitations dans l'équation IV.2. L'influence sur le bilan de l'erreur de mesure des précipitations est examinée dans la discussion du paragraphe VI.5.

IV.5 Comparaison des bilans

La figure IV.3 compare les bilans de masse du glacier de 1991 à 1999 calculés selon les méthodes hydrologique (b_h) et glaciologique (b_n). Les courbes de bilans glaciologiques $b_n \pm 400$ mm d'eau représentent les incertitudes estimées dans le chapitre IV.3.
Les bilans hydrologiques ont été calculés avec les précipitations des pluviomètres répartis dans le bassin versant P_{an} et avec P_{an} + 50 % (paragraphe IV.2.1).

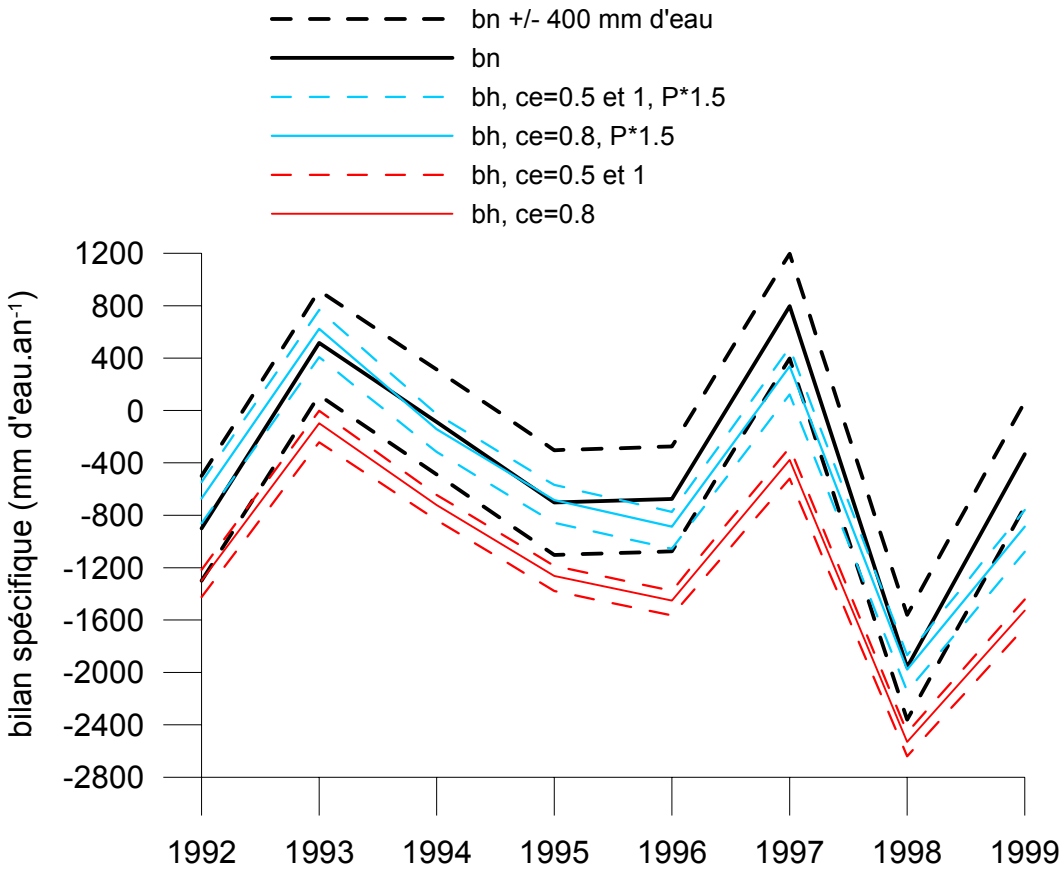


Figure IV.3 : comparaisons entre les bilans de masse annuels selon la méthode glaciologique (bn) et selon la méthode hydrologique (bh) de 1991 à 1999. Le bilan glaciologique est encadré des courbes bn ± 400 mm d'eau. Le bilan hydrologique avec le coefficient d'écoulement $c_e = 0.8$ (courbe continue) est encadré par les calculs avec $c_e = 0.5$ et $c_e = 1$ (courbes en tirets).

Le bilan de masse est mieux corrélé avec le débit ($r^2 = 0.84$) qu'avec les précipitations ($r^2 = 0.66$). Néanmoins, la série de 8 années est trop courte pour que les coefficients de corrélation soient significativement différents au seuil de 5 %.

La figure IV.3 montre que les variations des deux bilans sont similaires, mais le bilan hydrologique (sans augmentation de P_{an}) est toujours nettement inférieur au bilan glaciologique.
Le déficit du bilan hydrologique est supérieur aux incertitudes sur b_n ($b_h < b_n - 400$ mm d'eau), d'autant plus que le bilan glaciologique est sous-estimé à cause de l'absence de mesures dans les zones de séracs ou de crevasses (chapitre IV.3).

La fusion d'un petit glacier (0.2 km^2) en rive droite du bassin entre 5500 et 5300 m d'altitude sous le pic Milluni peut contribuer aux différences entre b_h et b_n (le glacier « Milluni » n'est pas représenté sur la figure III.1). Néanmoins, cette contribution reste faible : en considérant que le bilan de masse du glacier Milluni est de – 1 m d'équivalent en eau par an, le bilan hydrologique du glacier du Zongo n'est augmenté que de 5 à 10 cm d'eau par an.

Les différences entre les bilans ne sont pas dues à la sublimation qui doit entraîner un bilan hydrologique supérieur au bilan glaciologique.
Aucune relation n'apparaît entre les différences bh – bn et le débit (figure IV.4 (a)). Par contre, les trois années de plus fortes précipitations sont associées à un fort déficit de b_h (figure IV.4 (b)).
Le déficit du bilan hydrologique par rapport au bilan glaciologique semble donc lié aux précipitations, même si ce résultat demanderait à être confirmer par davantage de mesures.

Les incertitudes sur le coefficient d'écoulement peuvent contribuer aux désaccords entre les bilans car elles affectent b_h les années de fort bilan lorsque les précipitations abondantes causent une faible fusion (figure IV.3). Néanmoins, les faibles valeurs des bilans hydrologiques sont essentiellement causées par des précipitations trop faibles : à partir de P_{an} + 30 % environ, les bilans de masse b_h et b_n ne sont plus significativement différents au vue des incertitudes sur b_n (figure IV.3). Lorsque les précipitations sont augmentées de 50 %, les bilans sont très proches. Un tel biais peut être causé par le déficit de mesure des pluviomètres dû au vent (chapitre IV.2.1)

Par comparaison des bilans de masse du glacier « South Cascade » selon les méthodes hydrologique, glaciologique et cartographique, Tangborn et al. [1975] ont montré que l'eau stockée dans le glacier, que seule la méthode hydrologique prend en compte, peut contribuer à des écarts de 40 % entre les différentes méthodes de calcul du bilan.

Sur le glacier du Zongo, le débit est généralement très supérieur à l'ablation mesurée par les balises. Les retards d'écoulement dus à un éventuel stockage d'eau de fonte dans le glacier n'apparaissent donc pas à l'échelle annuelle.

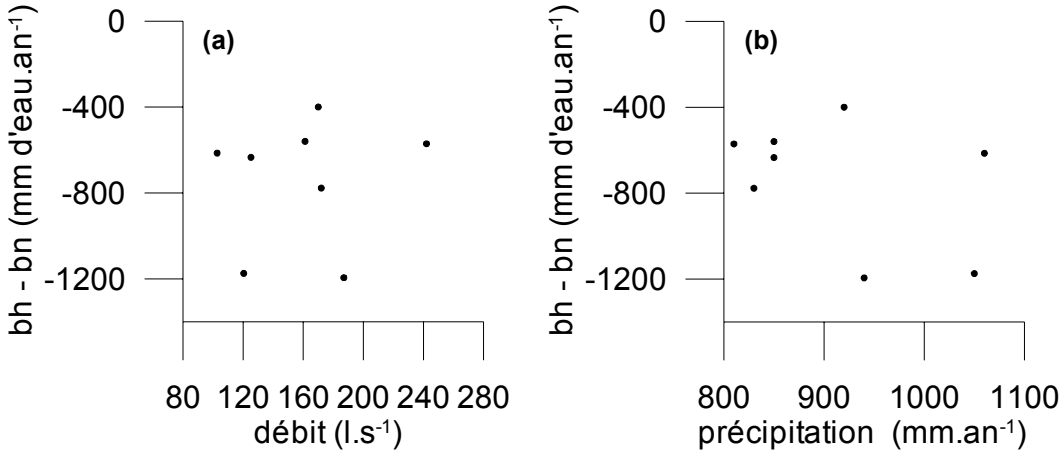


Figure IV.4 : différences entre les bilans hydrologique (bh) et glaciologique (bn) de 1991 à 1999 selon le débit (a) et selon les précipitations (b).

IV.6 Conclusions

Les chutes de neige sur le glacier sont sous-estimées par les pluviomètres. Le biais peut être estimé entre 20 et 50 % par comparaison entre différentes méthodes de mesure sur et hors du glacier (pluviomètres, sonde à ultrasons, accumulation sur le glacier, fusion à la ligne d'équilibre), par analyse des conditions de vent et de densité de la neige, et par comparaison entre les bilans glaciologique et hydrologique.

Les erreurs sur la méthode glaciologique sont fortes et mal connues. La précision est estimée au mieux de l'ordre de ± 400 mm d'eau par an. La fusion tend à être sous-estimée en raison de l'absence de mesures dans les zones de séracs et de crevasses. L'erreur sur la mesure de l'accumulation, essentiellement liée au faible nombre de mesures représentant une grande surface du glacier, est difficile à estimer.

Les différences entre les bilans glaciologique et hydrologique sont essentiellement dues au déficit de la mesure des précipitations. Les incertitudes sur chaque méthode sont fortes, mais les variations du bilan de masse, autant contrôlées par la fusion que par l'accumulation, semblent correctement mesurées.
Une dizaine d'années de mesures permet une estimation de la précision du bilan, mais la série de mesures est encore trop courte pour interpréter les fluctuations inter-annuelles. Il

est important de maintenir le dispositif de mesures du bassin versant du glacier, en particulier les mesures glaciologiques en zone d'ablation et en zone d'accumulation.

Les incertitudes sur les bilans hydrologique et glaciologique sont supérieures aux pertes du glacier par sublimation, de l'ordre de 200 mm d'eau par an à 5150 m d'altitude [Wagnon et al., 1999]. La sublimation entraîne une faible perte de masse pour une forte consommation d'énergie : son estimation nécessite l'étude des flux d'énergie en surface du glacier.

V ETUDE DES FLUX DU BILAN D'ENERGIE

V.1 Introduction

L'objectif de cette partie est d'identifier les causes des variations spatiales et temporelles des flux d'énergie. Les observations ont pour but de développer des méthodes de simulation des variations temporelles des flux en chaque point du glacier. Cette étape est essentielle avant une validation du modèle de fonte du glacier intégrant les calculs de tous les flux (partie VI).

L'accent est porté sur les flux radiatifs et sur les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente qui dominent le bilan tout au long de l'année (chapitres V.2 et V.3). Les flux de moindre importance sont regroupés dans le chapitre V.4. Chaque chapitre débute par des rappels théoriques que le lecteur avisé est invité à ne pas lire (paragraphes V.2.1, V.3.2 et V.3.3). En conclusion, le chapitre V.5 résume les conséquences sur les flux de la haute altitude du glacier du zongo.

Pour chacun des flux, l'interprétation des observations nécessite l'estimation des erreurs de mesure. La précision des instruments limite la connaissance des grandeurs mesurées. Celle-ci dépend des caractéristiques propres à un instrument pour lesquelles nous reprenons le vocabulaire et les définitions de Guyot [1997] : sensibilité, résolution, linéarité du signal, finesse, fidélité, dérive du zéro, temps de réponse et fiabilité.

Sensibilité : elle est définie comme le quotient de la variation du signal de sortie du capteur par la variation de la grandeur mesurée. Si la sensibilité est insuffisante, un certain nombre de détails sont omis. Inversement, si la sensibilité est trop élevée, des informations non nécessaires sont acquises.

Résolution : elle représente la plus petite variation de la grandeur mesurée qui peut être détectée.

Linéarité du signal : elle n'est pas absolument nécessaire mais elle est souhaitable car elle facilite le dépouillement des données.

Finesse : elle traduit la perturbation de la grandeur à mesurer par le capteur. Elle est infinie lorsque le capteur n'apporte aucune perturbation et nulle lorsqu'il perturbe complètement la mesure.

Fidélité : Lorsque la mesure de la même quantité est répétée, la fidélité d'un instrument caractérise la dispersion des données acquises. On dit qu'elle caractérise l'erreur de type aléatoire.

Dérive du zéro : le zéro ou la valeur de référence utilisée pour caler l'échelle de mesure d'un appareil n'est jamais stable et varie en fonction du temps, des conditions climatiques

etc.… Les échelles de mesure sont donc systématiquement décalées (erreur systématique ou biais).

Temps de réponse : La réponse d'un appareil de mesure à une variation brutale de la grandeur à mesurer n'est pas instantanée. Chaque appareil de mesure est caractérisé par l'inertie de sa réponse et il est nécessaire d'attendre un certain temps pour que son indication corresponde à la nouvelle valeur prise par la grandeur considérée.

Fiabilité : elle décrit la capacité d'un instrument de mesure à fournir des données correctes durant un intervalle de temps donné sans tomber en panne. Dans notre étude, on considère les instruments dans leur phase opérationnelle où le taux de panne est constant et minimum.

V.2 Les flux radiatifs

Les définitions générales concernant les transferts radiatifs sont regroupées dans le paragraphe V.2.1. Le paragraphe V.2.2 présente les instruments de mesure utilisés. La radiation nette peut être mesurée directement mais les erreurs de mesure sont fortes et difficiles à corriger (paragraphe V.2.3). Nous examinerons en V.2.4 et V.2.5 respectivement la radiation de courte et de grande longueur d'onde. En V.2.4, l'accent est porté sur l'albédo de surface qui contrôle les variations spatiales et temporelles de la radiation de courte longueur d'onde. En V.2.5, l'accent est porté sur l'émission des nuages.

V.2.1 Définitions

On s'intéresse aux deux principales sources de rayonnement électromagnétique observées dans l'atmosphère : le rayonnement solaire et le rayonnement tellurique, c'est-à-dire celui émis par le sol ou l'atmosphère. Du point de vue énergétique, elles sont comparables (en moyenne l'absorption du rayonnement solaire par le sol et l'atmosphère doit compenser l'émission de rayonnement tellurique vers l'espace). Toutes les autres sources de rayonnement : lune, planètes, étoiles, ultraviolet spatial, rayons cosmiques et lumière du ciel nocturne, sont inférieures d'un facteur 10^{-6} à 10^{-9} [Queney, 1974, p.160].

Le vocabulaire concernant les transferts radiatifs varie selon les disciplines, en particulier en français où des anglicismes sont souvent adoptés. Ici on suit le vocabulaire recommandé par l'Organisation Météorologique Mondiale [OMM, 1996] (tableau V.1). Les concepts d'existence radiative et d'éclairement (emittance et irradiance en anglais) sont complémentaires puisqu'ils mesurent la densité surfacique des flux radiatifs en se référant respectivement à la source et à la surface réceptrice. Ces densités de flux

représentent l'énergie totale émise ou reçue. Les quantités du tableau V.1 ont leur contrepartie se référant à la radiation monochromatique, c'est-à-dire à la radiation confinée à un intervalle infinitésimal de longueur d'onde ou de fréquence. Ce sont les quantités spectrales (ex. éclairement spectral, existence spectrale…).

Tableau V.1 : définitions des grandeurs énergétiques radiatives [OMM, 1996]

Quantité	**Définition**	**Symbole**	**Unité**
Radiation	Energie électromagnétique émise, transférée ou reçue		
Energie radiative	Quantité d'énergie transférée par radiation	U	J
Flux radiatif	Puissance de transfert d'énergie radiative	$P = dU/dt$	$W = J.s^{-1}$
Existence radiative (densité de flux)	Flux radiatif émis par un élément de surface	$M = dP/dA$	$W.m^{-2}$
Eclairement radiatif (densité de flux)	Flux radiatif reçu par un élément de surface	$E = dP/dA$	$W.m^{-2}$
Intensité radiative	Flux radiatif par unité d'angle solide d'une source dans une direction donnée	$I = dP/d\omega$	$W.sr^{-1}$
Luminance	Flux radiatif par unité d'angle solide en un point de la surface par unité d'aire projetée de la surface	$N = d^2P/(dA\cos\theta d\omega)$	$W.m^{-2}.sr^{-1}$

Tout corps de température supérieure au zéro absolu émet des ondes électromagnétiques. L'existence radiative de la surface du corps dépend de la température et des propriétés physiques de la surface. Un corps qui absorbe complètement les ondes électromagnétiques de toutes longueurs d'onde émet le maximum d'énergie radiative à sa propre température de surface. Un tel corps est appelé corps noir, et son facteur d'émission ε est égal à l'unité. Les corps moins émetteurs ont un facteur d'émission compris entre 0 et 1.

L'existence spectrale d'un corps noir est une fonction de la température donnée par la loi de Planck :

$$B_\lambda = 2hc^2 / \lambda^5(e^{hc/k\lambda T}-1) \qquad (V.1)$$

où $h = 6.6262.10^{-34}$ J.s est la constante de Planck, $k = 1.38044.10^{-23}$ $J.K^{-1}$ est la constante de Boltzmann et $c = 2.99793.10^{+8}$ $m.s^{-1}$ est la vitesse de la lumière.

L'intégration de (V.1) sur toutes les longueurs d'onde et sur tous les angles donne l'existence radiative totale ou la densité de flux d'un corps noir :

$$F = \sigma T^4 \qquad (V.2)$$

où $\sigma = 5.6698.10^{-8}$. $W.m^{-2}.K^{-4}$ est la constante de Stefan-Boltzman.

Pour les températures du système terre-atmosphère (-15 à +45 °C), une variation de 1 Kelvin de la température d'un corps noir entraîne une variation de l'existence radiative de 4 à 7 $W.m^{-2}$. Si le corps n'est pas un corps noir, l'équation V.2 doit être réécrite en incluant le facteur d'émission de la surface :

$$F = \varepsilon\sigma T^4 \qquad (V.3)$$

La loi de Planck atteint un maximum au point :

$$T\lambda_m = 0.28978 \text{ (cm.K)} \qquad (V.4)$$

La relation (V.4) entre la température et la longueur d'onde du maximum d'émission est connue comme la loi de déplacement de Wien.

A la température moyenne de la surface terrestre de 300 K, $\lambda_m \approx 9.65$ μm. A la température du soleil d'environ 6000 K, $\lambda_m \approx 0.48$ μm. Un point important pour les transferts radiatifs atmosphériques est que seulement 0.4 % de l'énergie radiative solaire se trouve à des longueurs d'onde supérieures à 5 μm. Par ailleurs, seulement 0.4 % de l'énergie radiative totale émise par un corps noir à 250 K (température de la terre vue de l'extérieur de l'atmosphère) est dans des longueurs d'ondes inférieures à 5 μm [Paltridge et Platt, 1976, p.47]. Ainsi les radiations tellurique et solaire peuvent être traitées indépendamment. A la surface de la Terre, l'absorption atmosphérique fait que la transition est plus proche de 2 μm, qui définit la limite entre les courtes longueurs d'onde (ou radiation solaire) et les grandes longueurs d'onde (ou radiation tellurique).

L'éclairement énergétique solaire en dehors de l'atmosphère sur une surface normale aux rayons et à la distance moyenne entre la Terre et le Soleil définit la constante solaire (Io). L'estimation de Io a varié de 7 % depuis 1940, et on considère ici Io = 1368 $W.m^{-2}$ [Fröhlich, 1993]. Avant son entrée dans l'atmosphère, l'énergie solaire est à environ 10 % dans l'ultraviolet (jusqu'à 0.4 μm), et à parts à peu près égales dans le visible (0.4 - 0.7 μm) et dans le proche infrarouge (0.7 - 2 μm) [Duguay, 1993]. Les proportions après traversée de l'atmosphère sont de 9 % pour l'ultraviolet, 49 % pour le visible et 41 % pour le proche infrarouge [Paltridge et Platt, 1976]. La radiation tellurique est sous forme infrarouge (ou radiation thermique).

La radiation de longueur d'onde λ incidente sur une surface simple peut être soit transmise à travers la substance, soit réfléchie par la surface, soit absorbée. L'absorption est toujours associée à une modification physique du milieu, en général sa température. Pour exprimer les proportions transmises, réfléchies et absorbées de l'énergie incidente, on définit les facteurs de transmission (ψ_λ), de réflexion (α_λ), et d'absorption de la surface (ζ_λ). La conservation de l'énergie s'écrit :

$\psi_\lambda + \alpha_\lambda + \zeta_\lambda = 1$ (V.5)

La loi de Kirchhof dit qu'à la même température et la même longueur d'onde, les corps à forte absorption sont bons émetteurs : $\zeta_\lambda = \varepsilon_\lambda$. Pour un corps noir, on a donc : $\zeta_\lambda = \varepsilon_\lambda = 1$ et $\alpha_\lambda = \psi_\lambda = 0$.

Au cours de sa traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire est atténué par l'absorption et la diffusion des molécules de l'air (l'eau, le gaz carbonique et l'ozone), de l'aérosol atmosphérique et des nuages. Les rapports de la radiation solaire arrivant en limite d'atmosphère, ou éclairement solaire extraterrestre, aux quantités absorbées, réfléchies par l'atmosphère et transmises définissent les facteurs d'absorption, de réflexion et de transmission de l'atmosphère, respectivement. Le tableau V.2 résume les différents flux radiatifs intervenant dans l'atmosphère.

La radiation solaire transmise par l'atmosphère atteint la surface terrestre sous forme directe et diffuse. La radiation solaire diffuse provient de :

- la radiation qui a été diffusée par l'atmosphère
- la radiation qui a subi de multiples réflexions entre la surface terrestre et l'atmosphère
- la radiation qui a été réfléchie sur une autre surface d'orientation et de pente différentes

En pratique, la radiation solaire diffuse est généralement considérée comme isotrope. En réalité la radiation diffuse est maximale dans les zones autour du disque solaire et dans les zones proches de l'horizon [Obled et Harder, 1979]. Par ciel clair, la composante verticale du flux de densité diffus est un ordre de grandeur plus faible que la radiation solaire directe, et ainsi l'erreur est insignifiante. Par ciel nuageux, la radiation solaire est composée presque entièrement de radiation diffuse et la diffusion multiple dans les nuages tend à produire une radiation isotrope.

La radiation solaire qui arrive à la surface terrestre sans être diffusée ni absorbée est la radiation solaire directe. La somme des radiations directe et diffuse est le plus souvent définie comme la radiation globale G, soit pour une surface horizontale et un angle zénithal solaire θ :

$G = Dr \cos\theta + Df$ (V.6)

où Dr est l'éclairement du rayonnement solaire direct sur une surface perpendiculaire au rayonnement et Df est la composante verticale du flux de densité de radiation diffuse (tableau V.2).

Tableau V.2 : définitions des flux radiatifs dans l'atmosphère [Paltridge et Platt, 1976]

Quantité	Description	Symbole
Radiation de courte longueur d'onde (radiation solaire)	Radiation de longueur d'onde de 0.3 à 2-5 μm	Rc
Radiation de grande longueur d'onde (radiation tellurique)	Radiation de longueur d'onde > 2-5 μm	Rl
Radiation solaire directe	Radiation solaire provenant de l'angle solide du disque solaire et incident sur une surface perpendiculaire à l'axe de l'angle solide	Dr
Radiation solaire diffuse (rayonnement du ciel)	Radiation solaire descendante reçue par une surface horizontale, et provenant d'un angle solide de 2π sr, à l'exception de l'angle solide sous-tendu par le disque solaire	Df
Radiation globale	Radiations solaires directe et diffuse descendantes reçues par une surface horizontale d'un angle solide de 2π sr	G
Composante verticale de la radiation solaire directe	Radiation directe reçue par une surface horizontale	
Radiation atmosphérique	Radiation descendante et ascendante émise par l'atmosphère (grande longueur d'onde)	
Radiation nette	Bilan des flux ascendant et descendant de radiation de courte et de grande longueur d'onde, représentant ainsi le bilan des radiations solaire et tellurique	Rn

Dans l'atmosphère, la radiation de grande longueur d'onde est absorbée fortement par l'eau, l'ozone et le gaz carbonique. Si de l'eau liquide est présente, telle que les gouttelettes dans les nuages, l'absorption est accentuée. Cette radiation est absorbée par bandes spectrales. Ces bandes d'absorption consistent en de nombreuses et étroites lignes spectrales individuelles. La ligne d'absorption est causée par un changement d'énergie de vibration ou de rotation des molécules. A la longueur d'onde centrale d'une bande d'absorption d'une molécule, la radiation infrarouge peut être absorbée en quelques mètres par l'atmosphère. A l'exception d'une bande étroite d'absorption de l'ozone, l'atmosphère est ouverte à la transmission de la radiation dans les longueurs d'onde de 8 à 11 μm. C'est à travers cette « fenêtre atmosphérique » que le système « terre-atmosphère » rayonne les grandes longueurs d'onde dans l'espace.

Chaque volume d'atmosphère reçoit et émet de la radiation infrarouge, et se refroidit ou se réchauffe selon que son bilan radiatif est positif ou négatif. Les processus d'absorption

et de ré-émission ont lieu continûment sur toute l'atmosphère, mais ils sont plus importants dans les basses couches où les concentrations, exprimées en $g.m^{-3}$ d'air, en vapeur d'eau et en dioxyde de carbone sont les plus fortes.
Comme la radiation solaire diffuse, la radiation de grande longueur d'onde incidente à la surface peut être considérée comme isotrope en première approximation. En réalité, elle est maximale dans les zones proches de l'horizon, et minimale dans les zones à la verticale du point concerné [Oke, 1987].

V.2.2 Les instruments de mesure

Sur le glacier, les flux radiatifs sont mesurés par des capteurs thermiques. Le capteur, constitué d'une thermopile, absorbe les radiations qu'il reçoit et les dégrade en énergie thermique. Cette dernière est convertie en signal électrique. Les radiomètres qui utilisent des capteurs thermiques sont classés en fonction de la grandeur à mesurer et de l'angle de vision. Sur le glacier sont utilisés :

- Des pyranomètres : ils mesurent le rayonnement d'origine solaire qui provient de tout un hémisphère ($2\ \pi$ sr). Ils sont utilisés pour mesurer la radiation globale, la radiation solaire réfléchie par le sol ainsi que la radiation solaire diffuse lorsqu'ils sont associés à un anneau équatorial qui masque la radiation solaire directe.
- Des pyrgéomètres : ils mesurent la radiation de grande longueur d'onde atmosphérique ou celle émise par la surface dans tout un hémisphère. La réalisation des pyrgéomètres ne diffère de celle des pyranomètres que par le remplacement de la coupelle en verre par une coupelle ne laissant passer que l'infrarouge thermique.
- Des bilanmètres ou pyrradiomètres différentiels : ils mesurent l'ensemble des rayonnements de courte et de grande longueurs d'onde arrivant sur un plan (radiation nette). Cet instrument possède deux surfaces réceptrices d'orientations opposées dont l'écart de température est proportionnel à la différence entre les flux de rayonnement ascendant et descendant.

Le pourcentage Fa de la radiation mesurée par un capteur hémisphérique dirigé vers le bas situé à la hauteur z provient d'un disque au sol de rayon a avec [Schwerdtfeger, 1976] :

$$Fa = \frac{a^2}{a^2 + z^2} \qquad \text{(V.7)}$$

Sur le glacier, les capteurs placés à un mètre du sol reçoivent 90 % de leur signal d'un disque au sol de 3 m de rayon.

V.2.3 La mesure directe de la radiation nette

V.2.3.a Introduction

Les bilanmètres ne sont pas régulièrement utilisés dans les réseaux de mesures météorologiques car ils ne sont pas considérés comme des capteurs très fiables. Ainsi, des expériences du programme « International Satellite Land Surface Climatology Project » ont mis en évidence des écarts entre différents capteurs de l'ordre de 10 à 15 % en journée, et de 15 à 75 % la nuit [Field et al., 1992].

Les erreurs de mesure des bilanmètres utilisés sur le glacier du Zongo depuis le début du programme n'ont pas été quantifiées. Le bilan radiatif qui intervient dans le bilan d'énergie de Wagnon [1999] est directement issu de la mesure d'un bilanmètre RESB Q6, similaire à celui utilisé actuellement à la SMA2 (tableau III.4). L'auteur valide les mesures demi-horaires du Q6 par la somme des flux :

- le bilan de courte longueur d'onde est obtenu par une paire de pyranomètres ;
- la radiation tellurique émise par la surface est calculée selon l'équation (V.3). La température de la surface T_0 est obtenue par extrapolation logarithmique des températures dans l'air à 180 et 30 cm (en forçant T_0 inférieure ou égale à 0°C). Le facteur d'émission de la surface est fixée à 1 (corps noir) ;
- la radiation de grande longueur d'onde incidente est estimée à partir d'une fonction « physique » de la température, l'humidité et la nébulosité donnée par Brutsaert [1975].

La conclusion est : « […] cette étude sur les radiations a permis de prouver que notre mesure de la radiation nette est fiable, mais il n'est pas possible de fournir une valeur de la précision de cette mesure » [Wagnon, 1999, p.78].

La formule « physique » de Brutsaert [1975] n'a pas été calée sur le glacier et ne peut donner des résultats précis au pas horaire. De façon générale, il n'est pas justifié de considérer des valeurs calculées comme les valeurs « vraies ».

Les incertitudes sur la mesure de la radiation nette sont examinées ici par comparaison entre trois types différents de bilanmètres. On ne dispose pas de référence absolue et une revue des problèmes de mesure traités dans la littérature est nécessaire. L'examen de ces perturbations est également pertinent dans l'interprétation des mesures de la radiation de courte longueur d'onde (chapitre V.2.4) et de grande longueur d'onde (chapitre V.2.5).

V.2.3.b Les sources d'erreur

Une grande partie des résultats présentés ici provient de la revue de Halldin et Lindroth [1992]. Il n'existe pas de procédure standard de calibration des bilanmètres. Cela est dû en particulier à l'absence de standard de calibration des instruments de mesure de la radiation de grande longueur d'onde. Un tel standard est d'autant plus nécessaire que les étalonnages fournis par les constructeurs ne sont en général pas fiables.

Le problème le plus fondamental en radiométrie nette concerne les variations de la sensibilité du capteur selon la longueur d'onde, qui affectent fortement les mesures en journée [Ohmura et Schroff, 1983]. En général, la sensibilité est plus élevée dans les grandes longueurs d'onde que dans les courtes longueurs d'onde.
La réponse des radiomètres dévie de la loi cosinus pour les faibles hauteurs de soleil, entraînant une sous-estimation du flux radiatif incident. Cette perturbation est plus marquée pour les bilanmètres que pour les pyranomètres ou pyrgéomètres en raison de la modification de la distribution spectrale de la radiation incidente lorsque le soleil est bas. Cette perturbation affecte peu le total journalier de l'énergie reçue car, lorsque le soleil est bas, l'énergie incidente est faible.
Deux perturbations thermiques affectent la finesse de l'instrument de mesure. La première provient de la dépendance de la réponse du capteur à la température causant une variation de sensibilité. La deuxième concerne les pertes de chaleur par conduction, convection et émission de grande longueur d'onde du capteur vers le dôme, et la conduction de chaleur des jonctions chaudes vers les jonctions froides du capteur. Les pertes de chaleur sont reliées à « l'excès en température » du capteur par rapport à l'air ou au dôme protecteur. Elles créent une erreur dépendant de la vitesse du vent et de la température.
Puisque les pertes de chaleur sont présentes sur les deux faces du capteur, seule la différence de température entre les surfaces affecte la mesure de la radiation nette. L'optimisation de la méthode de mesure repose sur un compromis entre une forte réponse de la thermopile (c'est-à-dire une grande différence de température entre les deux faces du capteur) et une minimisation de l'excès en température.
Alors que les effets de perte de chaleur de la surface du capteur peuvent être isolés assez facilement pour les pyranomètres et les pyrgéomètres, ce point est plus problématique pour les bilanmètres. Pour ces derniers, il est difficile de distinguer la radiation de courte longueur d'onde directement mesurable des erreurs créées indirectement par cette radiation qui chauffe le capteur et le dôme.

Au Groenland, Konzelmann et Ohmura [1995] observent une sous-estimation du signal d'un bilanmètre « Funk », un des premiers types de bilanmètres [Funk, 1959], attribuée aux pertes de chaleur par convection du capteur vers le dôme de polyéthylène. Les quatre composantes de la radiation mesurées séparément sont considérées comme la référence à laquelle est comparée la mesure du bilanmètre. En première approximation, l'écart entre les deux mesures de la radiation nette est une fonction de la radiation globale, ce qui permet une correction du signal du bilanmètre « Funk ». Néanmoins, la dispersion des différences entre la référence et la mesure du bilanmètre « Funk » autour de la courbe d'ajustement selon la radiation globale est importante : environ ± 20 $W.m^{-2}$ [figure 2 de Konzelmann et Ohmura, 1995].

En Antarctique, Bintanja et Van Den Broeke [1995] observent aussi une sous-estimation de la mesure de la radiation nette de 10 à 20 $W.m^{-2}$. Ce décalage est identifié par comparaison de l'éclairement de grande longueur d'onde par ciel clair (Rl↓) avec la paramétrisation empirique de Kimball et al. [1982]. Rl↓ sur le glacier est obtenu comme résidu des mesures de la radiation nette et du bilan de courte longueur d'onde Rc (il n'est pas précisé comment est obtenue l'émission Rl↑). Un facteur de correction de Rl↓ est utilisé comme paramètre de calage du modèle complet du bilan d'énergie : constant dans le temps, mais variable selon le site de mesure. On peut noter que l'incertitude sur la paramétrisation empirique de Kimball et al. [1982] au pas horaire est sans doute forte.

La rosée, le givre et l'eau de pluie déposés sur le capteur ou le dôme absorbent le rayonnement tellurique et peuvent causer de fortes erreurs. La modification du rayonnement solaire est moindre car l'eau transmet bien la radiation solaire. De la condensation peut aussi se former à l'intérieur des dômes. Mukammal [1972] observe une réduction de 50 % du signal d'un bilanmètre affecté par la rosée. Les situations de condensation sont fréquentes lorsque la surface est en déficit radiatif (bilan radiatif de l'ordre de –60 à – 40 $W.m^{-2}$). Lors des précipitations, l'erreur n'a pas de conséquences trop importantes car les conditions nuageuses entraînent un bilan de grande longueur d'onde proche de zéro. L'erreur due à la rosée peut être plus importante. Par nuit claire et sans vent, la rosée peut causer un signal nul du capteur alors que les pertes radiatives de la surface sont importantes (de l'ordre de 100 $W.m^{-2}$) [Kipp&Zonen, 1995].

Sur le glacier du Zongo, du dessicant est installé, et renouvelé régulièrement tout au long de l'année, dans les instruments afin de prévenir les perturbations liées à la condensation

à l'intérieur des capteurs. Afin de remédier aux perturbations liées à la pluie ou à la condensation à l'extérieur, il est possible de chauffer le radiomètre ou de le ventiler. Le chauffage n'est pas recommandé car il crée une perturbation thermique importante [Kipp&Zonen, 1995]. Une ventilation externe est plus adaptée pour améliorer la finesse de la mesure car elle stabilise aussi les échanges de chaleur dus à l'excès en température du capteur [Oke, 1987, p.369]. Par manque d'énergie électrique disponible, les instruments radiatifs ne sont cependant pas ventilés sur le glacier du Zongo.

Les radiomètres sont positionnés horizontalement alors que la surface est toujours inclinée. La différence d'angle d'incidence affecte surtout la radiation de courte longueur d'onde directe. L'erreur peut être forte par ciel clair car la composante directe de la radiation solaire domine le bilan radiatif. Cet effet est discuté dans Sicart et al. [2001], reproduit dans le chapitre V.2.4.f.

Les mâts et les ombres de la station météorologique, mais aussi les éventuelles traces laissées dans la neige par les opérateurs, peuvent entrer dans les champs « vus » par les radiomètres hémisphériques. Selon l'équation V.7, les perturbations en surface de rayon inférieur à 0.1 z affectent les mesures de moins de 1 %. Il est important de positionner le radiomètre suffisamment haut : les notices conseillent une hauteur d'au moins 1.5 m alors que sur le glacier du Zongo les capteurs sont placés à un mètre du sol. J'ai vérifié que les mesures d'albédo n'étaient pas modifiées aux heures de passage des opérateurs lors des visites sur le terrain.

V.2.3.c Comparaisons entre trois bilanmètres

- Méthode

Du 8 au 23 juillet 1999, la SMA1 a été placée à proximité de la SMA2 à 5150 m d'altitude, ce qui permet une comparaison entre les mesures de la radiation nette par deux instruments différents : le Q7 et le CNR1. Sur le même site, le bilanmètre Q7 de SMA2 a été comparé à un bilanmètre NR-lite du 8 au 15 septembre 1999. Les périodes de précipitation ont été éliminées. Les instruments ont été orientés pour que les mesures ne soient perturbées ni par les mâts des stations, ni par leur ombre.

La radiation nette de SMA1 est obtenue par addition des quatre flux (radiation de courte et de grande longueur d'onde incidente, émise et réfléchie par la surface) mesurés par les

pyranomètres CM3 et les pyrgéomètres CG3 (tableau III.4). L'ensemble des quatre capteurs définit le « bilanmètre » CNR1 [Kipp&Zonen, 1995].
Un bon accord a été observé entre les pyranomètres CM3 et des pyranomètres SKY SP1110 (différence de l'ordre de ± 5 % en valeurs demi-horaires) (chapitre V.2.4). Les pyrgéomètres CG3 tendent à surestimer la radiation de grande longueur d'onde par journée de beau temps, mais cet effet peut être corrigé et une précision de l'ordre de ± 10 % peut être obtenue en moyennes demi-horaires (chapitre V.2.5).
Les calibrations des mesures des flux radiatifs séparément permet de contrôler la précision du bilanmètre CNR1. On considère que l'erreur sur la somme des mesures de chaque terme du bilan radiatif est inférieure à l'erreur sur la mesure directe par un bilanmètre [ex. Yamamouchi et Kawaguchi, 1984, Konzelmann et Ohmura 1995]. Les mesures de $Rc\downarrow$, $Rc\uparrow$, $Rl\downarrow$ et $Rl\uparrow$ par les instruments CG3 et CM3 constituant le CNR1 représentent une référence à laquelle sont comparés les bilanmètres Q7 et NR-lite. Malheureusement, le NR-lite n'a pas été directement comparé au CNR1.

Le bilanmètre « NR-lite » ($0.2 < \lambda < 100$ μm) est construit par Kipp&Zonen. Cet instrument est robuste, de maintenance facile, mais l'absence de dôme de protection le rend sensible à la vitesse du vent [Campbell Scientific, 1998]. Afin de compenser les pertes de chaleur du capteur dues à l'excès en température, le constructeur recommande une correction du signal selon la vitesse du vent : $1+0.0082 \times u$. Or, la vitesse du vent sur le glacier est en général inférieure à 5 $m.s^{-1}$ (chapitre IV.2.1) induisant une faible correction de la radiation (inférieure à 5 %).
Le Q7 est un modèle « Fritschen » similaire au Q4 testé par Halldin et Lindroth [1992]. Bien que ce capteur soit protégé par un dôme en polyéthylène, une correction du signal selon la vitesse du vent est également appliquée [Campbell Scientific, 1994]. Cette correction est faible : moins de 6 % pour des vitesses de vent inférieures à 7 $m.s^{-1}$.

- Résultats des comparaisons

Les évolutions de la radiation nette selon Q7 et de la radiation solaire globale sont montrées sur les figures V.1 (a) et (b) pour les deux périodes de comparaison de juillet et septembre 1999, respectivement. Le temps est beau, avec quelques journées couvertes telles que les 10 et 11 juillet, ou les 13 et 14 septembre. Sur les deux périodes, les éclairements solaires sont d'amplitudes similaires. Les plus fortes valeurs de radiation nette lors des journées de septembre sont dues à un albédo plus faible qu'en juillet.

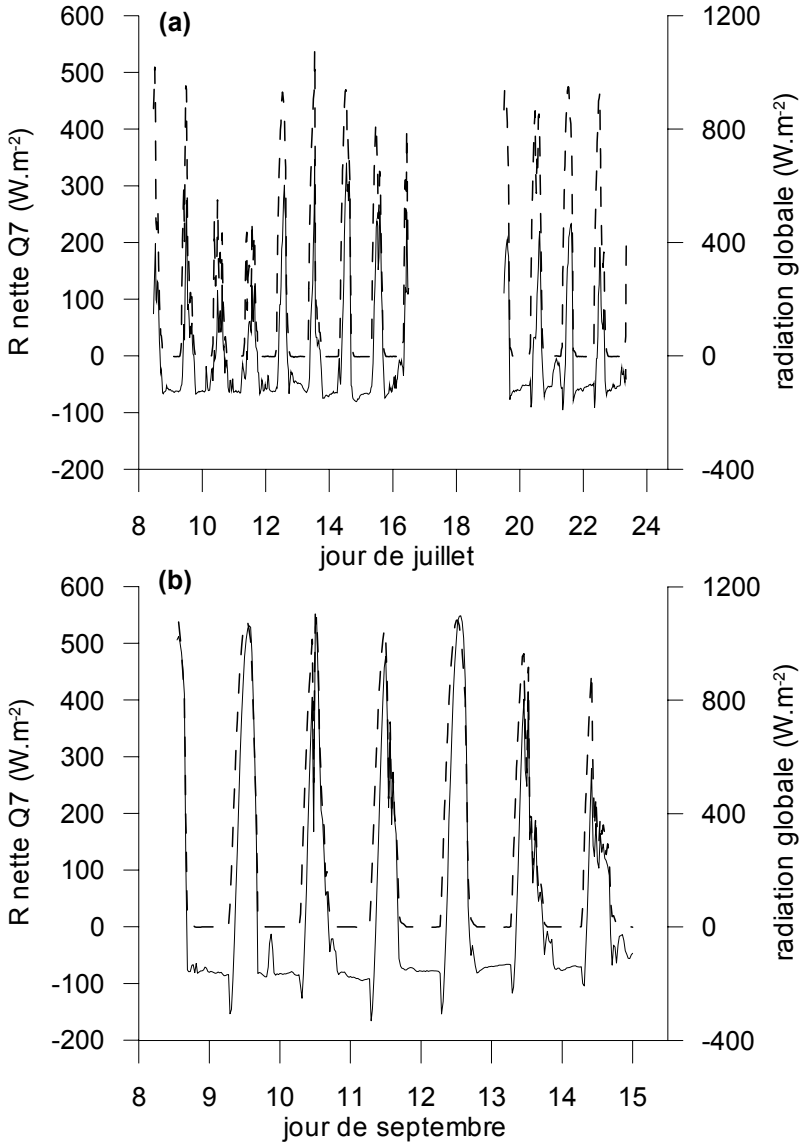


Figure V.1 : radiation nette selon Q7 (trait continu) et radiation solaire globale (tirets) mesurées par la SMA2 (5150 m). Moyennes demi-horaires du 8 au 24 juillet (a) et du 8 au 15 septembre (b) 1999.

Comparaison entre Q7 et CNR1. Les figures V.2 (a), (b), (c) et (d) montrent la différence des mesures entre Q7 et CNR1 selon différentes variables météorologiques. Les différences, comprises entre - 50 et + 100 $W.m^{-2}$, sont maximales en milieu de journée (a). Le signal de Q7 est le plus souvent supérieur à CNR1, sauf lors de courtes périodes en fin de matinée.

Les moyennes et les écart-types des différences Q7 – CNR1 la journée, la nuit ou sur la période totale (+ 10 à + 20 $W.m^{-2}$, tableau V.3) sont du même ordre de grandeur que les comparaisons d'un Q4 avec une référence par Halldin et Lindroth [1992]. Aucune relation n'apparaît entre les différences des bilanmètres et la vitesse du vent (b). Les

écarts tendent à diminuer lorsque l'humidité relative est élevée, mais la tendance est faible (c). L'excès de Q7 par rapport à CNR1 s'accentue pour les fortes radiations (d).

La figure V.3 (a) montre que les signaux des deux instruments sont bien corrélés malgré l'étalement des différences pour les fortes valeurs :

$CNR1 = 0.97\ Q7 - 12.6,\ r^2=0.97,\ n = 655$ (V.9)

Les différences entre les deux capteurs sont essentiellement dues à un décalage de l'échelle de mesure d'une dizaine de $W.m^{-2}$ (ex. figure V.2 (b)), correspondant à l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire de CNR1 en Q7 (erreur systématique). En particulier, les différences sont pratiquement constantes la nuit (tableau V.3).

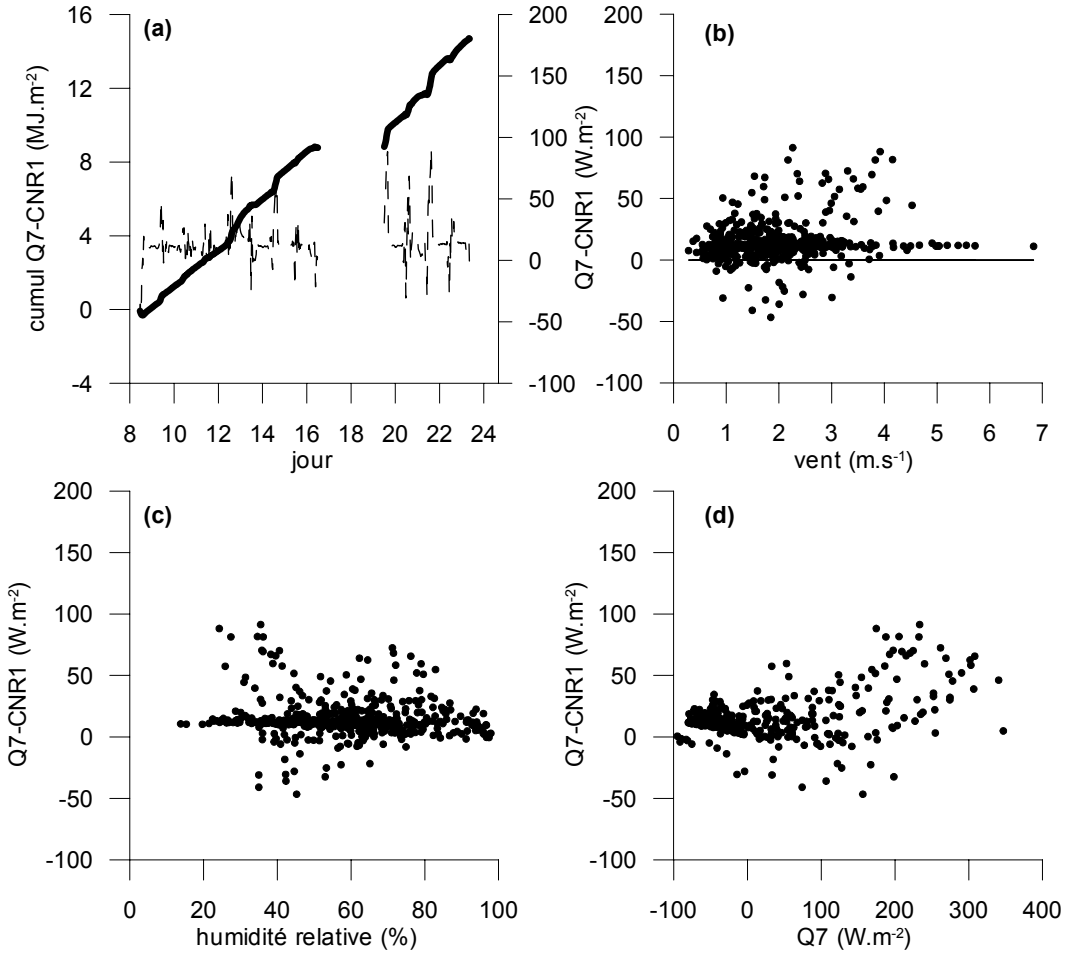


Figure V.2 : comparaison des mesures demi-horaires des bilanmètres Q7 et CNR1 du 8 au 24 juillet 1999.Sur (a) est représentée le cumul des différences en $MJ.m^{-2}$ (axe Y de gauche, trait gras). Les tirets de (a) (axe Y de droite) et les points des figures (b), (c) et (d) représentent les différences des puissances entre les deux instruments selon le jour, la vitesse du vent, l'humidité relative et la radiation nette mesurée par Q7, respectivement. La droite d'ordonnée nulle est tracée sur le graphe (b).

Tableau V.3 : moyennes et écarts types des différences entre les bilanmètres Q7 et CNR1, et Q7 et NRlite.

	Q7-CNR1, juillet 1999 580 échantillons			**Q7-NRlite, sept. 1999 311 échantillons**			**Q7cor*-NRlite, sept. 1999 311 échantillons**		
	jour**	nuit	total	jour	nuit	total	jour	nuit	total
Moyenne ($W.m^{-2}$)	17	12	14	35	-9	12	10	-19	-5
Ecart type ($W.m^{-2}$)	22	4	15	65	14	50	51	13	39

* corrigé selon la régression linéaire de CNR1 en Q7 (Cf. texte)

** la différence entre le jour et la nuit est considérée par un seuil de 10 $W.m^{-2}$ de la radiation globale

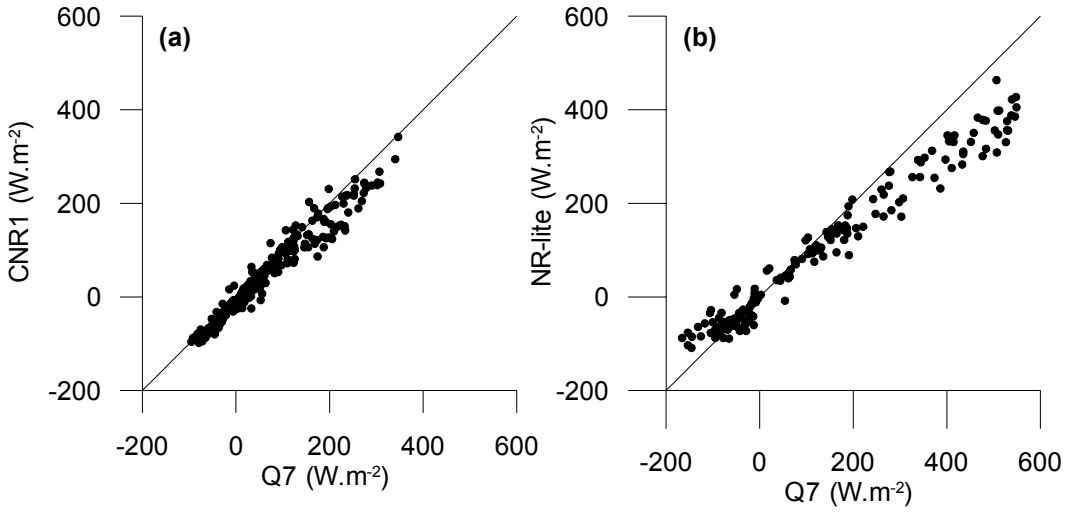


Figure V.3 : (a) mesures demi-horaires de la radiation nette du CNR1 selon Q7 du 8 au 24 juillet 1999. (b) mesures demi-horaires de la radiation nette du NR-lite selon Q7 du 8 au 15 septembre 1999.

Comparaison entre Q7 et NR-lite. Les figures V.4 (a), (b), (c) et (d) montrent la différence des mesures entre Q7 et NR-lite selon différentes variables météorologiques. Les différences sont plus fortes que les écarts entre Q7 et CNR1, et maximales en milieu de journée (200 $W.m^{-2}$). Sur la période totale, la différence moyenne entre Q7 et NR-lite est d'une dizaine de $W.m^{-2}$, alors qu'en journée les différences sont trois fois plus élevées (tableau V.3). L'écart-type des différences en journée (65 $W.m^{-2}$, tableau V.3) est largement supérieur aux écart-types observés par Halldin et Lindroth [1992] entre six modèles différents de bilanmètres (écart-types compris entre 3.0 et 20.8 $W.m^{-2}$).

Le cumul des différences dans (a) montre que durant quelques heures en fin de matinée c'est NR-lite qui enregistre le plus fort signal. Les plus fortes différences entre les deux bilanmètres apparaissent surtout par vent faible (b). Aucune relation n'apparaît entre les

différences des mesures de radiation et l'humidité relative (c). L'augmentation de l'excès de Q7 par rapport à NR-lite pour les fortes radiations est très marquée (d).

La figure V.3 (b) montre que les signaux des deux instruments de mesure sont également bien corrélés :

NR-lite = 0.75 Q7 – 2.2, r^2=0.98, n = 500 (V.9)

On n'observe pas d'augmentation de la variance des erreurs (déjà élevée !) pour les fortes radiations (figure V.3 (b)).

En appliquant à Q7 la régression linéaire selon CNR1 (noté Q7cor, équation V.8), l'accord avec le bilanmètre NR-lite n'est que légèrement amélioré (tableau V.3).

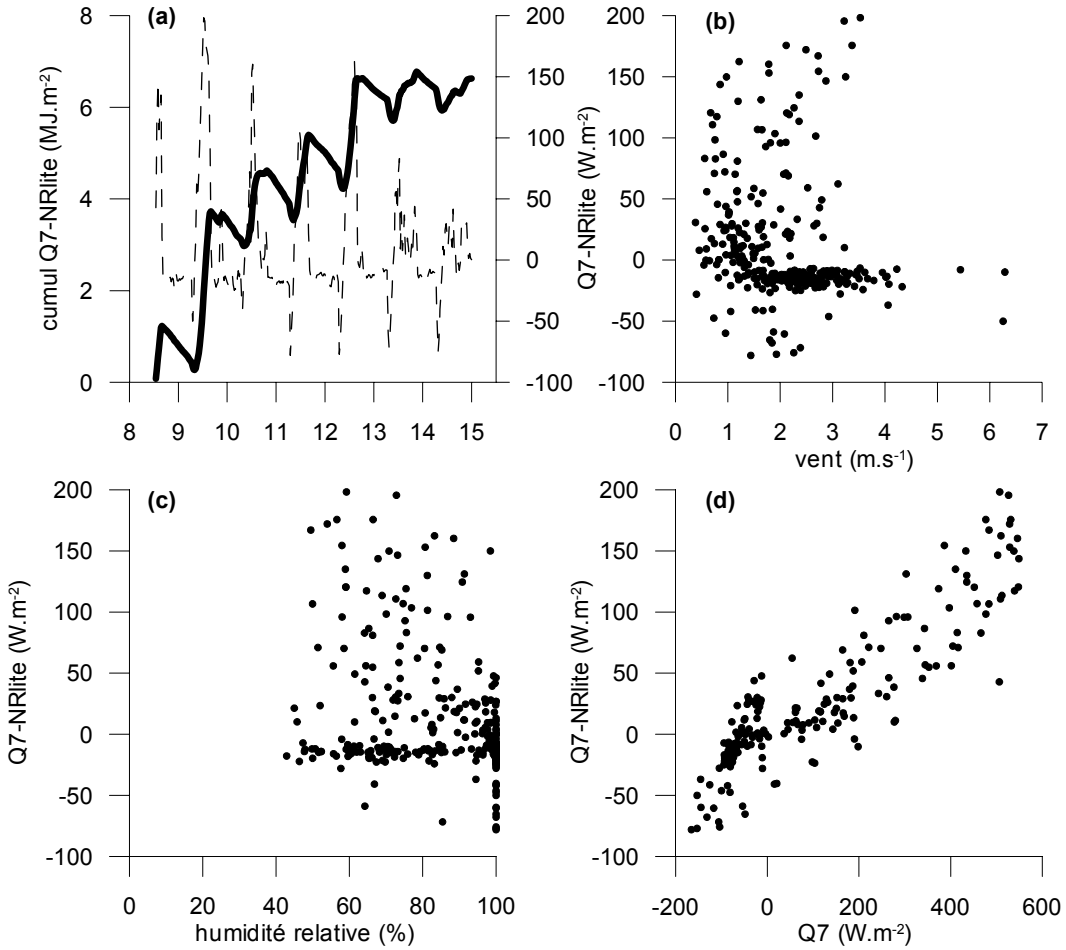


Figure V.4 : comparaison des mesures demi-horaires des bilanmètres Q7 et NR-lite du 8 au 15 septembre 1999.Sur (a) est représenté le cumul des différences en MJ.m^{-2} (axe Y de gauche, trait gras). Les tirets de (a) (axe Y de droite) et les points des figures (b), (c) et (d) représentent les différences des puissances selon le jour, la vitesse du vent, l'humidité relative et la radiation nette mesurée par Q7, respectivement.

- Discussion

Un problème d'étalonnage entraîne un fort biais d'une dizaine de $W.m^{-2}$ entre Q7 et CNR1, soit une différence de fusion de la glace de $50\ kg.m^{-2}$ par mois. Halldin et Lindroth [1992] remarquent que les mesures de Q4 sont particulièrement mauvaises la nuit, en excès systématique de $16\ W.m^{-2}$ par rapport à la référence.
Deux autres types d'erreur de mesure de Q7 peuvent être mis en évidence :

- (i) la figure V.1 (b) montre des baisses brutales de la radiation nette d'une cinquantaine de $W.m^{-2}$ en fin de nuit. Cette perturbation n'affecte pas les deux autres instruments car elle apparaît dans les différences entre Q7 et CNR1 et entre Q7 et NR-lite (figures V.2 (a) et V.4 (a)).
- (ii) en milieu de journée Q7 surestime la radiation nette de plusieurs dizaines de $W.m^{-2}$ par rapport aux deux autres instruments.

Une erreur liée à la mesure de la radiation solaire (telle que l'ombre des autres capteurs retardant l'arrivée du soleil sur Q7) n'entraînerait pas une baisse de la radiation nette dans les valeurs négatives nocturnes (i). L'origine de cette perturbation est donc liée à la mesure de la radiation de grande longueur d'onde, mais reste inconnue. Puisqu'elle intervient aux heures les plus froides, il est probable qu'elle soit liée à un phénomène de condensation ou de gel sur une des coupoles. Les observateurs ne reportent pas de condensation, mais les visites de terrain ont lieu en milieu de journée. De même, de la condensation sur les faces intérieures des coupoles n'a jamais été observée. Les perturbations (i) sont de faible durée et sont rapidement compensées par l'excès de Q7 en milieu de journée (perturbation (ii), Cf. cumuls des différences des figures V.2 (a) et V.4 (a)).
La perturbation (ii) explique la plus grande partie des écarts de Q7 avec CNR1. L'observation attentive des courbes de la radiation nette montre que ces écarts ne sont pas liés à des problèmes d'ombres. Il est exclu que CNR1 sous-estime le flux radiatif à cause de pertes de chaleur du capteur car les pyranomètres CG3 ont été testés avec d'autres pyranomètres [Sicart et al., 2001] et les erreurs des pyrgéomètres tendent à surestimer le bilan de grande longueur d'onde en journée (chapitre V.2.5.b).
L'erreur semble provenir de la sensibilité de Q7 dans les courtes longueurs d'onde car l'écart-type des erreurs nocturnes est faible (tableau V.3). La figure V.2 (d) montre que l'erreur n'est pas fonction de la radiation nette (elle ne l'est pas non plus de la radiation globale). Une correction selon la radiation réduirait peu les incertitudes.

L'apparente augmentation des erreurs par faible humidité (figure V.2 (c)) provient sans doute du fait que par temps beau et sec, la radiation solaire est forte, entraînant une forte erreur (figure V.2 (d)).

Il est difficile de distinguer la dépendance en température de la sensibilité de la thermopile des autres facteurs d'erreur, car la température est reliée à l'ensemble des flux d'énergie. Halldin et Lindroth [1992] observent des mesures de radiation nette lorsque la température de l'air varie de 10°C alors que les autres variables climatiques ne sont pas corrélées et varient peu. Ils en déduisent une dépendance de la sensibilité des capteurs inférieure à + 0.54 %.°C^{-1}. Ce chiffre est proche de la dépendance annoncée par la notice du CNR1 : + 0.6 %.°C^{-1} [Kipp&Zonen, 1995]. Les autres notices ne précisent pas les sensibilités thermiques. La température du corps de CNR1 (mais pas celle de la thermopile) est mesurée par une thermistance. Son amplitude nycthémérale en septembre 1999 est d'une quinzaine de degrés Kelvin pouvant entraîner une variation de la sensibilité du capteur d'une dizaine de %. La variation de la sensibilité du capteur avec la température peut donc contribuer de façon non négligeable aux erreurs des bilanmètres et en particulier aux erreurs de Q7 observées en milieu de journée de beau temps.

Il est difficile d'estimer les erreurs de NR-lite car cet instrument n'est comparé qu'à Q7 dont l'erreur est très forte en journée. La correction du signal de Q7 selon la régression linéaire (V.8) réduit peu les différences avec NR-lite montrant (i) des fortes différences entre les signaux de NR-lite et de CNR1 ou/et (ii) que la régression linaire n'est pas adaptée à l'élimination des erreurs de Q7. L'écart du NR-lite au Q7 corrigé montre que le décalage du zéro du NR-lite par rapport au CNR1 est de l'ordre d'une vingtaine de W.m^{-2} (tableau V.3).

Le fort excès du signal de Q7 par rapport à NR-lite en journée peut provenir de la conjonction de deux processus :

- (i) l'excès de Q7 en journée discuté au paragraphe précédent
- (ii) une sous-estimation de la radiation nette par le NR-lite due aux pertes de chaleur du capteur qui n'est pas protégé par un dôme.

Afin de distinguer les deux facteurs on examine la relation des écarts avec le vent. Les courbes des différences entre Q7 et CNR1 ne suivent pas de tendance (figure V.5 (a)), par contre la moyenne des différences entre Q7 et NR-lite diminue à partir d'une vitesse de vent de 1.3 m.s^{-1} environ. Il semble donc que la correction selon la vitesse du vent de l'excès en température du capteur du NR-lite ne soit pas suffisante quand le vent est faible, accentuant l'écart avec Q7.

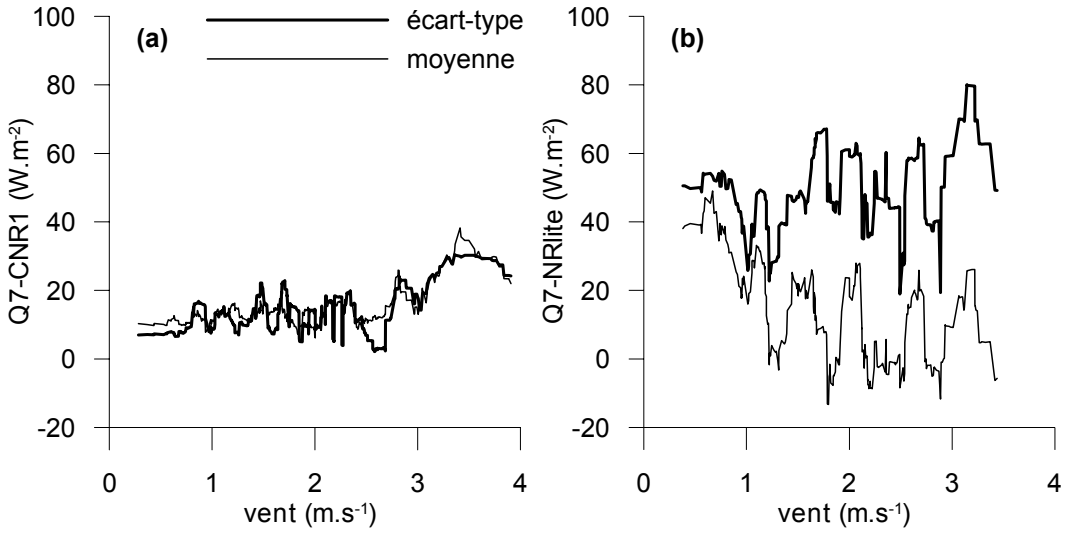


Figure V.5 : (a) et (b) montrent les moyennes (trait fin) et les écart-types (trait gras) glissants sur 20 mesures demi-horaires des différences Q7 moins CNR1 et Q7 moins NR-lite, respectivement, selon la vitesse du vent.

- Conclusion

Les mesures des quatre flux radiatifs par CNR1 sont prises comme références. Ces mesures peuvent être évaluées séparément par comparaison des flux de courte longueur d'onde avec des pyranomètres SKYE (chapitre V.1.4, Sicart et al., [2001]), et par calibration de la radiation de grande longueur d'onde émise par la glace à la température de fusion (chapitre V.2.5).

La comparaison sur le terrain des trois instruments fait apparaître des écarts de mesure importants, surtout en milieu de journée de beau temps (plusieurs dizaines de $W.m^{-2}$), bien supérieurs aux précisions annoncées par les constructeurs. Les erreurs liées à la condensation ou au dépôt d'eau de neige fondue sur les coupoles peuvent affecter les mesures en saison des pluies et en fin de nuits dégagées.

Les échelles de mesure des Q7 et NR-lite sont décalées de 10 à 20 $W.m^{-2}$ par rapport au zéro du CNR1. Ces décalages d'étalonnage peuvent être corrigés aisément. Le Q7 surestime la radiation nette en milieu de journée. Cet écart s'accentue par beau temps et semble lié à une mauvaise calibration ou à une variation de la sensibilité du capteur dans les courtes longueurs d'onde. Les erreurs de NR-lite sont difficiles à interpréter car cet appareil n'est pas comparé directement avec la référence.

Les sources d'erreur sont mal connues. On ne peut mettre en évidence une variable météorologique « expliquant » les variations des écarts entre les différents types de capteurs. Des ajustements des mesures de Q7 et NR-lite aux mesures de CNR1 par

régressions statistiques multiples sont possibles. Néanmoins, l'erreur résiduelle resterait importante en valeurs horaires, et rien ne garantirait la stabilité des relations statistiques obtenues sur de courtes périodes.

Les différences de mesures ne se compensent pas sur les cycles nycthéméraux, induisant de fortes erreurs en moyennes annuelles. Or le bilan d'énergie est dominé par la radiation nette dont la moyenne annuelle à proximité de la ligne d'équilibre est de 10 à 20 $W.m^{-2}$. Le bilan d'énergie avec la radiation nette mesurée par un instrument du type Q7 est donc entaché d'une erreur relative importante. Il est plus sûr de mesurer les termes radiatifs séparément avec des pyranomètres et des pyrgéomètres.
Des fortes erreurs d'interprétation peuvent donc être causées par l'utilisation des mesures horaires de Q7 ou de NR-lite pour valider les résultats des paramétrisations des flux radiatifs (paragraphes V.1.4 et V.1.5) ou pour valider les calculs d'un modèle de bilan d'énergie distribué (partie VI).

V.2.4 Albédo et radiation globale

V.2.4.a Introduction

Sous les tropiques, la radiation solaire extraterrestre ne suit pas de saisonnalité marquée. Les fluctuations de la radiation globale sont contrôlées par le couvert nuageux qui est maximum en saison des pluies.
L'albédo fluctue au cours de l'année entre 20 % et 90 % en zone d'ablation suite aux chutes de neige recouvrant temporairement la surface en fusion. L'albédo est une variable clé du bilan d'énergie car il contrôle les variations spatiales et temporelles du bilan radiatif de courte longueur d'onde.
De nombreuses études de l'albédo de la neige concernent les glaciers des moyennes latitudes [ex. Hubley, 1955; Kuhn, 1985; Grenfell et al., 1981; Winther, 1993; Cutler et Munro, 1996; Oerlemans et Knap, 1998 ; Brock et al., 2000 ; Aoki et al., 2000]. Pour des préoccupations de télédétection, beaucoup d'attention a été consacrée à la réflectance de la neige des calottes des hautes latitudes : en Islande [ex. Reijmer et al., 1999], au Groenland [ex. Konzelmann et Ohmura, 1995], et surtout au pôle Sud [ex. Hoinkes, 1961; Kuhn et al., 1977; Carroll et Fitch, 1981; Yamamouchi, 1983; Warren et al., 1986; Wendler et Kelley, 1988; Barkstrom et al., 1992; Grenfell et al., 1994].
Peu d'études des flux solaires ont été menées dans le milieu de la montagne des basses latitudes, et elles se limitent généralement à la radiation incidente [Kruss et Hastenrath, 1987; Hastenrath et Kruss, 1988; Hardy et al., 1998]. Hastenrath et Patnaik [1980]

mesurent un albédo variant de 0.70 à 0.80 à 4800 m d'altitude sur le glacier Lewis au mont Kenya. Sur le glacier Quelccaya dans les Andes péruviennes, Hastenrath [1978] observe un albédo variant de 0.40 à 0.95 entre 5100 et 5200 m d'altitude, et supérieur à 0.80 plus haut. A partir d'images Landsat et de photographies aériennes, Arnaud et al. [2001] relient l'altitude de la ligne de neige sur la calotte sommitale du Sajama aux précipitations annuelles afin de quantifier l'influence des événements « El Niño » sur le climat de l'Altiplano bolivien.

L'observation des facteurs contrôlant l'albédo est nécessaire avant une discussion sur les paramétrisations orientées vers les processus physiques (chapitre VI.3). L'albédo de la glace variant moins vite que l'albédo de la neige, notre étude se concentre sur les effets du métamorphisme de la neige. Les conditions d'ensoleillement sur le glacier du Zongo contrastent avec les conditions stables sur de longues périodes rencontrées aux hautes latitudes. L'éclairement solaire est fort toute l'année en raison de la basse latitude et de la haute altitude, l'amplitude diurne de l'angle solaire zénithal est grande, et l'azimut solaire varie du nord au sud selon les saisons.
Le paragraphe V.2.4.b présente la géométrie de la réflexion du rayonnement solaire, ainsi qu'une revue des facteurs contrôlant la réflectance de la neige. Les cycles annuels de la radiation globale et de l'albédo sont liés à l'alternance de la saison sèche et de la saison des pluies (paragraphe V.2.4.c). Les propriétés optiques de la neige varient fortement selon la longueur d'onde dans le domaine du spectre solaire. Des mesures de réflectance spectrale mettent en évidence l'effet de l'aérosol atmosphérique contenu dans la neige sur la réduction de l'albédo visible (paragraphe V.2.4.d).

La réponse de l'albédo aux variations de l'angle d'incidence solaire est examinée par observation des cycles diurnes qui sont vigoureux aux basses latitudes. Les fluctuations par ciel clair et par ciel nuageux sont examinées séparément car les nuages modifient fortement les propriétés du flux solaire incident.
Le paragraphe V.2.4.e examine les conditions d'ensoleillement du glacier par ciel clair : conditions aux solstices, facteur de transmission atmosphérique et facteurs de variations spatiales de l'éclairement.

De nombreux auteurs ont reporté le fait que par ciel clair, l'albédo de la neige peut suivre une évolution diurne asymétrique : l'albédo le matin étant plus fort que dans l'après-midi à même angle d'incidence solaire [ex. Hubley, 1955, McGuffie et Henderson-Sellers, 1985 ; Cutler et Munro, 1996]. Un tel cycle diurne peut contribuer à un retard du maximum de fusion par rapport au maximum d'énergie incidente à midi.

En Alaska, Hubley [1955] attribue « l'hystérésis » diurne de l'albédo à la modification de la rugosité de surface par la fusion. Lorsque le soleil est bas, l'angle zénithal solaire est toujours plus faible pour une surface rugueuse que pour une surface plane [Warren, 1982]. Selon McGuffie et Henderson-Sellers [1985], les effets dominant au Canada (75°N) sont le dépôt diurne et l'évaporation de givre sur la surface, entraînant des modifications de la rugosité à l'échelle microscopique.
La difficulté est de distinguer les différents facteurs contrôlant les variations diurnes de l'albédo dans le métamorphisme de la neige ou la modification du rayonnement incident. Selon Ohmura [1981], la plupart des variations diurnes de l'albédo reportées dans la littérature sont le résultat de la position horizontale des instruments alors que la surface des glaciers est toujours inclinée. Le paragraphe V.2.4.f propose une correction des mesures tenant compte de la distribution des pentes et des orientations causée par les irrégularités de la surface « vue » par les capteurs hémisphériques.
Les nuages modifient les distributions spectrale et angulaire du rayonnement incident. Le paragraphe V.2.4.g examine l'influence des nuages sur l'albédo en saison des pluies, lorsque le soleil est haut et la fusion est forte.

V.2.4.b Facteurs de variation de l'albédo de la glace

La figure V.6 définit les quatre angles décrivant les positions des rayons solaires incidents et réfléchis : l'angle zénithal solaire θ, l'angle azimutal solaire φ, et les angles de zénith et d'azimut du rayon réfléchi θ_{ref} et φ_{ref}, respectivement. Suivant Kuhn [1985], on définit : J = luminance incidente normale à la direction de propagation ($W.m^{-2}.sr^{-1}$) ; R = luminance réfléchie ($W.m^{-2}.sr^{-1}$) ; Fi = éclairement d'une surface plane d'orientation arbitraire ($W.m^{-2}$) ; et Fr = flux de densité radiative réfléchie ($W.m^{-2}$). Dans ce chapitre on utilise les termes :

- Réflectance hémisphérique = Fr / Fi
- Réflectance bidirectionnelle = $R(\theta, \varphi, \theta_{ref}, \varphi_{ref}) / [J(\theta, \varphi)\cos\theta]$

Puisque la diffusion de la glace est principalement due à la réfraction plutôt qu'à la réflexion, la glace diffuse majoritairement vers l'avant (à 180° de l'azimut solaire) [Bohren et Barkstrom, 1974]. La radiation réfléchie par une surface de neige n'est donc pas distribuée uniformément dans toutes les directions. Le modèle de réflexion peut être décrit par la fonction de réflectance bidirectionnelle qui pondère la radiation solaire réfléchie selon les différents angles de réflexion. La fonction de réflectance

bidirectionnelle de la neige est asymétrique, montrant un pic de réflexion dans la direction opposé à l'azimut solaire.

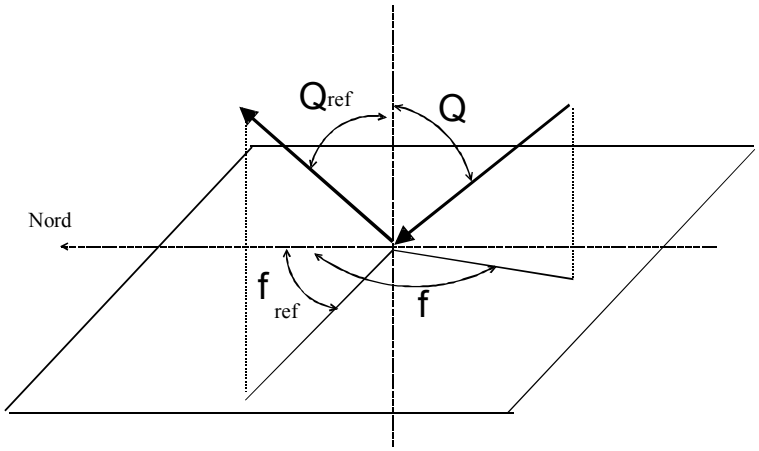


Figure V.6 : schéma des angles solaires incidents et réfléchis. θ et θ_{ref} sont respectivement les angles de zénith incident et réfléchi. φ et φ_{ref} sont respectivement les angles d'azimut incident et réfléchi.

L'albédo définit la réflectance hémisphérique sur le spectre solaire, comprenant des bandes spectrales dans l'ultraviolet, le visible et le proche infrarouge. Warren [1982] fait une revue complète des propriétés optiques de la neige, dont est tirée la plupart des résultats suivants. La glace est très faiblement absorbante dans l'ultraviolet et le visible, mais a de fortes bandes d'absorption dans le proche infrarouge. L'accroissement du rayon des grains provoque une forte réduction de l'albédo dans l'infrarouge. Puisque l'indice de réfraction de l'eau liquide est similaire à celui de la glace, la concentration d'eau autour des grains a un effet similaire sur l'albédo à celui d'un grossissement des grains. Une rugosité de surface supérieure à 10 cm d'amplitude est requise pour réduire l'albédo dans le visible, mais de bien plus petites irrégularités peuvent affecter l'albédo proche infrarouge.

Des concentrations en impuretés de quelques parts-par-million réduisent l'albédo dans le visible. L'effet des impuretés dépend de la taille du grain de neige et de la composition, de la taille, et de la concentration des particules d'impureté. La réduction de l'albédo est plus marquée lorsque l'impureté est à l'intérieur du grain qu'à l'extérieur. Ainsi Chylek et al. [1983] améliorent l'accord du modèle de Warren et Wiscombe [1980] avec les mesures d'albédo visible en introduisant une répartition aléatoire de la position de l'impureté par rapport au grain de neige alors que le modèle original considérait l'impureté à l'extérieur des grains. Selon Adhikary et al. [1997] la concentration en poussières augmente la vitesse d'ablation jusqu'à un maximum pour un seuil de l'ordre de 0.08 $kg.m^{-2}$. Au-delà du seuil, l'effet d'isolation des poussières l'emporte sur la baisse

de l'albédo, et la vitesse d'ablation diminue jusqu'à atteindre une valeur plus faible que celle de la neige pure. Pour des couches de neige d'épaisseur inférieure à 10 cm environ, l'albédo visible dépend de l'épaisseur de la couche de neige et de la réflectance de la surface sous-jacente [Giddings et LaChapelle, 1961].

L'albédo de la neige augmente dans tout le spectre solaire lorsque l'angle zénithal solaire augmente, mais l'effet est plus fort autour de 1 μm. Selon que l'atténuation atmosphérique de la radiation solaire est par l'aérosol atmosphérique ou la vapeur d'eau, la réduction de l'énergie incidente affecte différents domaines du spectre solaire où la réflectance de la neige est différente. Dans une atmosphère sèche et sans poussière, l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau réduisant l'énergie solaire incidente de 7 % entraîne une réduction du bilan de surface en courte longueur d'onde de 14 %, alors que la même réduction de 7 % de l'énergie incidente causée par l'aérosol atmosphérique entraîne une réduction de seulement 5 % du bilan de courte longueur d'onde [Dozier, 1980]. Le couvert nuageux affecte l'albédo de la neige par conversion de la radiation directe en radiation diffuse. Puisque l'angle zénithal effectif d'un éclairement purement diffus est de l'ordre de 50°, l'interposition d'une couche de nuage entre le soleil et la neige amène une augmentation de l'albédo pour des angles zénithaux solaires inférieurs à 50°, et une diminution de l'albédo pour des angles supérieurs à 50°. Par ailleurs, 25-30 % de l'énergie radiative solaire atteignant la surface par ciel clair se trouve entre 1 et 2.5 μm, alors que par ciel nuageux cette proportion tombe à 6 % [Grenfell et Maykut, 1977]. Ainsi les nuages absorbent la même radiation proche infrarouge que la glace absorberait, laissant les longueurs d'onde plus courtes atteindre la surface. Ce décalage spectral tend à augmenter l'albédo de la neige.

V.2.4.c Cycles annuels de la radiation globale et de l'albédo

La figure V.7 et le tableau V.4 comparent la radiation globale mesurée sur le glacier avec la radiation solaire extraterrestre. L'éclairement extraterrestre est maximum de novembre à février, mais l'amplitude des variations saisonnières est faible : l'amplitude annuelle des valeurs journalières représente 39 % de la moyenne annuelle à la latitude du glacier du Zongo (–16°S), contre 125 % à la latitude de 45°. L'atténuation de la radiation extraterrestre est principalement due aux nuages. Dans une moindre mesure, elle est aussi causée par l'interception du rayonnement incident par le relief quand le soleil est bas. Les réflexions sur les pentes de neige peuvent accentuer la radiation globale.
L'augmentation de la radiation extraterrestre en saison des pluies (de décembre à mars) est compensée par l'atténuation des nuages (figure V.7 et le tableau V.4). En dehors des

fluctuations à court terme, l'éclairement solaire varie peu au cours de l'année. En moyenne sur l'année 1998-99, la radiation globale à 5150 m était de 193 $W.m^{-2}$ (6086 $MJ.m^{-2}$). Les nuages entraînent une réduction de l'insolation potentielle de l'ordre de 20 %. Le chapitre VI.3.5 examine les relations entre l'atténuation du rayonnement solaire et le couvert nuageux.

Environ la moitié de l'éclairement solaire extraterrestre atteint la surface du glacier à 5150 m (tableau V.4). Cette proportion est plus élevée que sur les montagnes des moyennes et hautes latitudes car la couche atmosphérique est réduite à haute altitude et car le soleil est haut sous les tropiques, donc peu souvent caché par le relief. Dans les Alpes suisses, 25 % seulement de la radiation solaire extraterrestre annuelle atteint la surface du Morteratschgletscher (2104 m d'altitude) [Oerlemans et Knap, 1998].

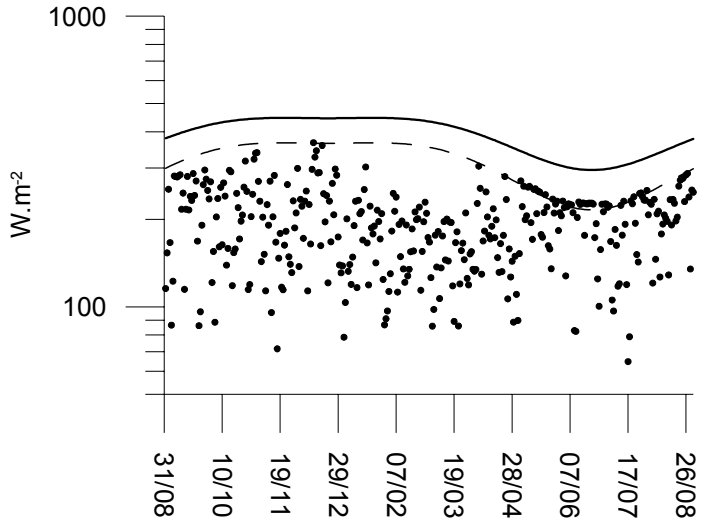


Figure V.7: mesures de la radiation globale (points) et éclairement extraterrestre (courbe continue). Les mesures sont les moyennes journalières de la radiation globale à 5150 m (SMA2) de septembre 1998 à août 1999. La courbe en tirets montre l'atténuation de l'éclairement extraterrestre Rextra – 80 $W.m^{-2}$.

Tableau V.4 : moyennes mensuelles et annuelles de l'éclairement solaire extraterrestre, de la radiation globale et de l'albédo à 5150 m d'altitude (SMA2) au cours de l'année hydrologique 1998-99.

Mois	**Eclair. extraterrestre Rextra en W.m^{-2}**	**Radiation globale G en W.m^{-2}**	**Rextra – G (W.m^{-2})**	**Albedo**
Sept.	402	217	185	0,45
Oct.	435	202	233	0,47
Nov.	446	194	252	0,73
Déc.	446	232	214	0,62
Jan.	446	170	276	0,83
Février	442	172	270	0,86
Mars	419	149	270	0,85
Avril	375	176	198	0,78
Mai	326	206	120	0,71
Juin	298	196	102	0,70
Juill.	310	186	124	0,73
Août	353	215	138	0,63
Année	*391*	*193*	*198*	*0,69*

La figure V.8 montre les évolutions sur l'année 1998- 99 de la distance entre la surface et les capteurs, de l'albédo et du bilan radiatif solaire Rc. L'année est caractérisée par les deuxièmes plus fortes précipitations des cinq derniers cycles (la variabilité sur ces 5 années est de 30 %). En saison des pluies, il a neigé presque tous les jours, alors qu'en saison sèche la fréquence des chutes de neige était d'environ une fois par semaine (figure V.8 (a)). L'accumulation de neige n'excède jamais 12 cm par jour.

L'éclairement solaire variant peu au cours de l'année, les variations de la radiation solaire absorbée par la surface (Rc) sont contrôlées par l'albédo (figure V.8 (b)). Lors de l'installation progressive de la saison des pluies de septembre à décembre, les chutes de neige étaient peu fréquentes et fondaient rapidement (figure V.8 (b)). Quelques jours après les chutes de neige, la glace apparaissait en surface et l'albédo chutait à des valeurs inférieures à 0.3. C'est entre septembre et décembre que le maximum d'énergie solaire a été absorbé par la surface à 5150 m (figure V.8 (c)). Rc variait fortement d'un jour sur l'autre, parfois d'un facteur quatre. L'albédo de la glace a diminué progressivement de 0.4 à 0.25 en raison du creusement des trous à cryoconites et de la concentration des poussières en surface (figure V.8 (b)). Au cœur de saison des pluies (janvier- mars), les chutes de neige étaient fréquentes, la neige se maintenait en surface à 5150 m et l'albédo est resté supérieur à 0.6. L'énergie solaire absorbée est restée faible, inférieure 75 W.m^{-2} (figure V.8 (c)).

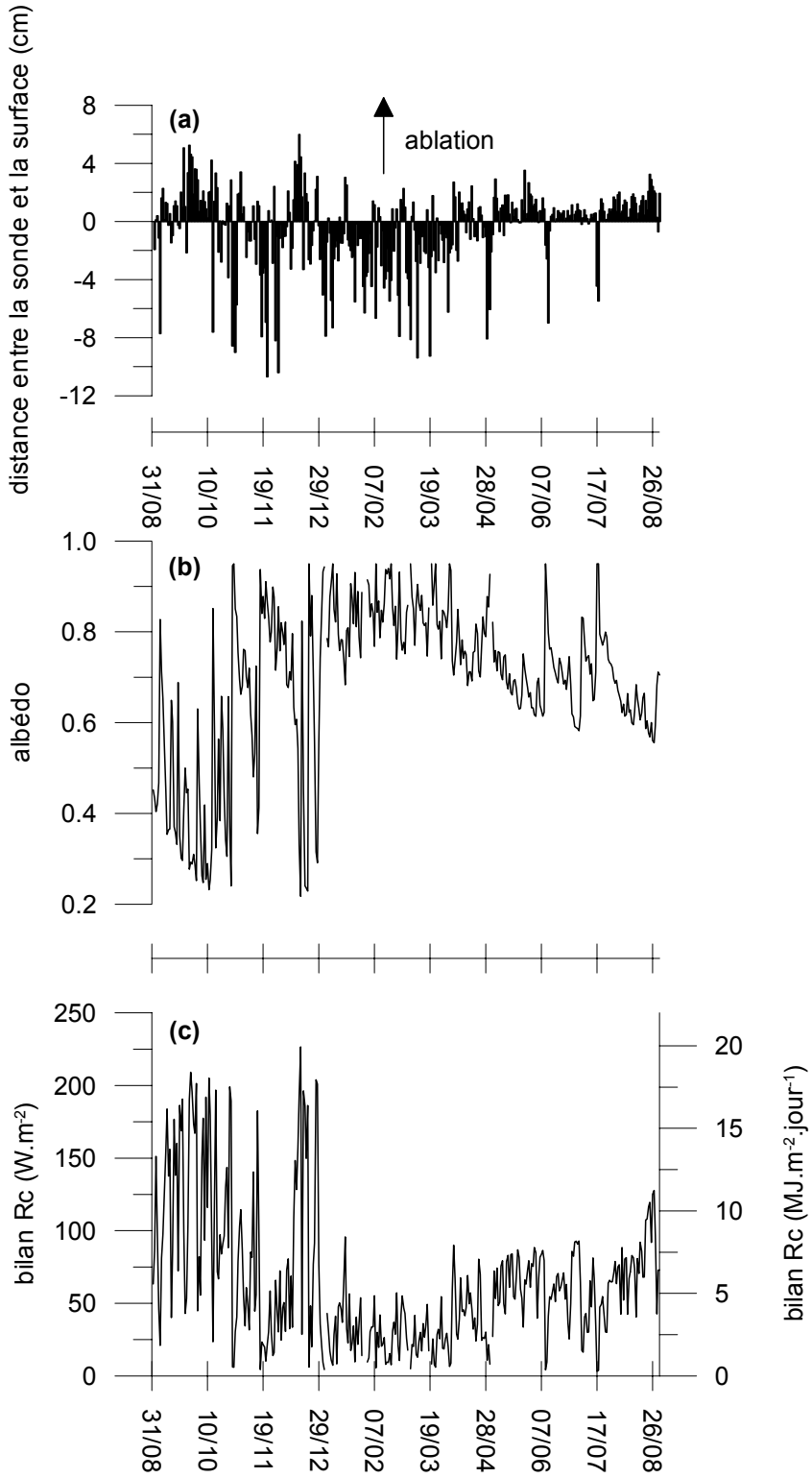


Figure V.8 : (a) montre les variations de la distance entre la surface et la sonde à ultrason (histogrammes). (b)et (c) montrent respectivement l'albédo et le bilan radiatif de courte longueur d'onde. Moyennes journalières à la SMA2 (5150 m) de septembre 1998 à août 1999. L'albédo est calculé entre 9h et 15h30 heures locales afin d'éliminer les effets d'ombre du relief.

D'avril à août, la décroissance progressive de l'albédo jusqu'à une valeur de 0.55 correspondant au névé fut interrompue par quelques chutes de neige (figure V.8 (b)). En saison sèche (hiver austral), l'augmentation de l'énergie solaire absorbée (Rc) causée par la baisse de l'albédo de la neige transformée était en partie compensée par la diminution de la radiation solaire extraterrestre.

L'histogramme des valeurs d'albédo montrent qu'au moins 15 % des mesures demi-horaires de l'année 1998-99 étaient fausses car supérieures à 1 (figure V.9). Ces erreurs sont dues au dépôt de neige par les précipitations sur le pyranomètre orienté vers le ciel. L'albédo de la neige fraîche est difficile à estimer car les fortes valeurs d'albédo correspondant à des périodes de précipitations peuvent être biaisées.
Au cours de l'année 1998-99, plus des deux tiers des valeurs demi-horaires d'albédo à 5150 m étaient supérieurs à 0.6 correspondant à un albédo de neige fondante (figure V.9). Les mesures d'albédo de la neige sont regroupées autour de l'albédo moyen annuel de 0.69 (figure V.10). Les albédos de la glace forment un nuage de points autour de la valeur 0.3 (figure V.10). La glace sale cause les plus faibles albédos, de l'ordre de 0.2.

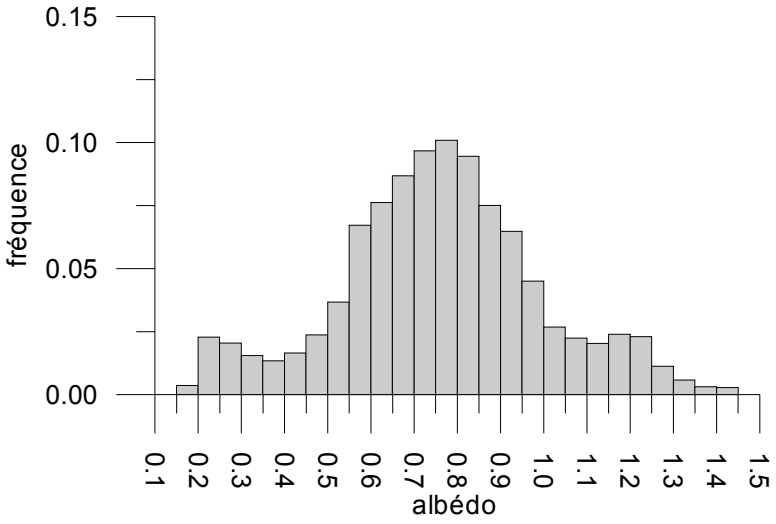


Figure V.9 : histogramme des albédos demi-horaires à la SMA2 au cours de l'année 1998-99.

On n'observe pas de transition progressive entre la neige et la glace, qui représentent deux modes distincts de valeurs d'albédo (figures V.9 et V.10). Lorsque la couche de neige est fine (quelques centimètres), le rayonnement solaire pénètre jusqu'à la glace entraînant une baisse de l'albédo, ce qui accentue la fusion et augmente la vitesse de disparition de la neige (paragraphe V.2.4.b). Puisque les chutes de neige sont concentrées

en saison de fusion, les faibles chutes de neige fondent rapidement alors que les chutes de neige importantes entraînent une augmentation brutale de l'albédo à des valeurs supérieures à 0.5 (figure V.8 (b)).

Des mesures proches du front du glacier où la glace apparaît souvent en surface permettraient de mieux délimiter les différents domaines d'albédos de glace et de neige.

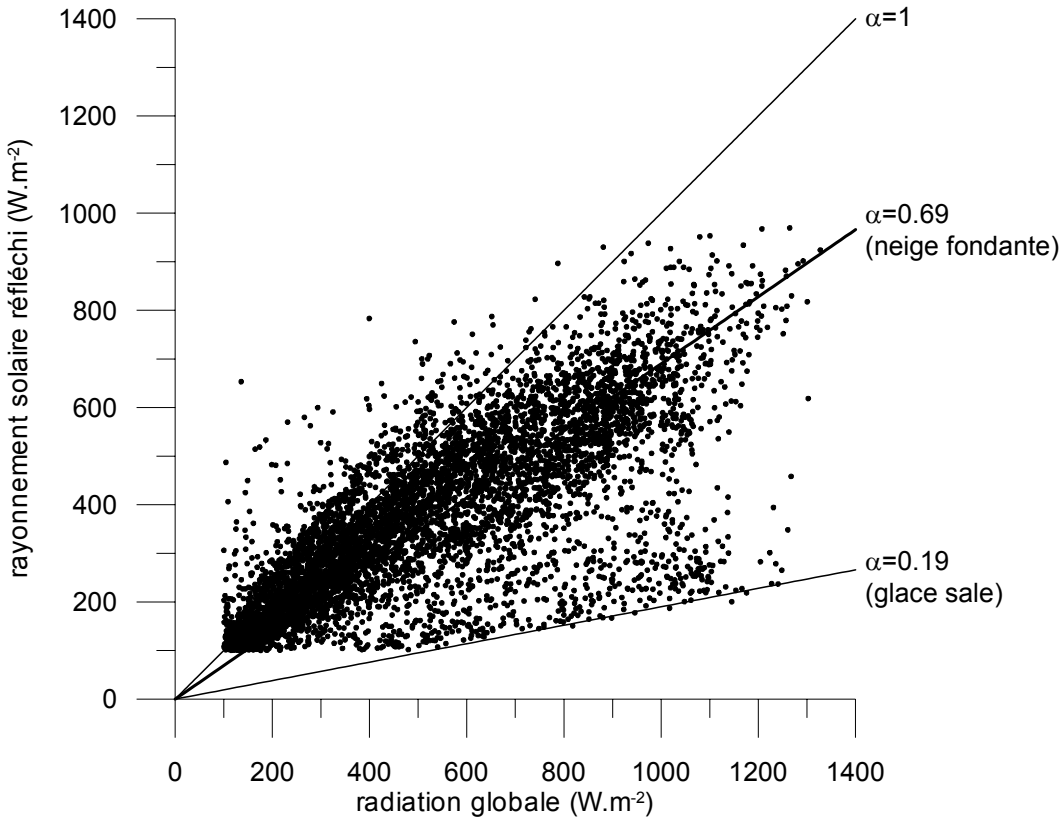


Figure V.10 : chaque point représente une moyenne demi-horaire de la radiation globale et de la radiation réfléchie à la SMA2 au cours de l'année 1998-99. Seuls les éclairements solaires supérieurs à 100 W.m^{-2} sont montrés. Les droites d'albédos α = 1, α = 0.69 (moyenne annuelle) et α = 0.19 (minimum observé) sont montrées.

V.2.4.d Réflectance de la neige selon la longueur d'onde et effets des poussières

- Mesures des réflectances spectrales

Le 14 juin 1999, des mesures à résolution spectrale de la réflectance de la neige ont été effectuées près de la station SMA2 grâce à Flàvio Jorge Ponzoni de l'Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Brésil) et à Yves Arnaud de l'IRD.

Les mesures furent réalisées par ciel clair entre 12h15 et 14h10 heures locales, sous des angles de zénith solaire compris entre 43.8° et 50.0°. Le radiomètre était un Licor Li-

1800 de sensibilité spectrale de 350 nm à 1100 nm, avec une résolution de 2 nm. Les mesures ont été effectuées à 180 cm de hauteur dans la direction du nadir, c'est-à-dire sous un angle zénithal de réflexion nul. La surface était constituée de neige ancienne partiellement recouverte de flaques de neige tombée trois jours auparavant.

- Comparaison avec l'albédo mesuré par les pyranomètres

La figure V.11 montre les quatre séries de mesure de la réflectance de la neige effectuée le 14 juin 1999 par ciel clair à proximité de la SMA2. Puisque l'éclairement purement diffus est équivalent à un angle zénithal d'incidence de 50°, la part de radiation diffuse modifie peu l'angle solaire incident. Les différences entre les séries de mesures à des heures différentes, de l'ordre de 5 %, ne sont pas significatives au vue de l'incertitude sur la mesure [Aoki et al., 2000].
En supposant que la radiation réfléchie est distribuée uniformément dans toutes les directions (hypothèse d'isotropie), l'albédo peut être calculé par intégration des réflectances spectrales pondérées par l'éclairement solaire selon la relation :

$$\alpha = \int_\lambda \alpha_\lambda F_\lambda d\lambda \,/\, \int_\lambda F_\lambda d\lambda \qquad \text{(V.10)}$$

où F_λ est l'éclairement spectral en surface. F_λ n'a pas été mesuré. On introduit des valeurs théoriques à 11 km d'altitude pour un angle zénithal d'incidence de 50° (2 cm d'eau précipitable et 3 mm d'épaisseur réduite d'ozone) [Queney, 1974, p.190]. Les calculs donnent des albédos compris entre 0.77 et 0.83 pour les quatre séries, pour une moyenne égale à 0.80. Des variations systématiques ou aléatoires de $\pm$ 20 % des valeurs de F_λ entraînent de faibles variations de l'albédo (inférieures à 0.01).
Sur la même surface et au cours de la même période, les pyranomètres de la SMA2 mesurent un albédo moyen de 0.71 ± 0.07.

En fait l'hypothèse d'isotropie n'est pas correcte puisque la neige réfléchie préférentiellement vers l'avant : les mesures au nadir sous-estiment la réflectance totale de la neige. Knap et Reijmer [1998] étudient la fonction de réflectance bidirectionnelle de la glace d'un glacier des latitudes moyennes sous des angles zénithaux solaires variant de 52 à 55°. Ils montrent que sous l'hypothèse d'isotropie, les mesures de la réflectance au nadir amènent une sous-estimation de l'albédo d'environ 5-10 % dans le visible. Dans le proche infrarouge, la sous-estimation est de 10-15 %. Néanmoins, l'écart est réduit pour l'albédo de la neige [Reijmer et al., 1999]. Ainsi l'hypothèse d'isotropie de réflexion de la neige entraîne une sous-estimation de l'albédo par le Licor inférieure à $\approx$ 15 %.

Les pyranomètres à 1 m de hauteur reçoivent leur signal d'un disque au sol de rayon 3 m (équation V.7) alors que les radiomètres Licor ont un étroit champs de vue. L'hétérogénéité du couvert neigeux autour de SMA2 peut expliquer en partie la différence avec les mesures du Licor.
De plus, puisque les instruments et les mâts de support de la station météorologique projettent des ombres à la surface, la mesure de la radiation réfléchie sous-estime le flux exact d'une quantité inversement proportionnelle à la hauteur de mesure et à la quantité de radiation diffuse [Carroll et Fitch, 1981]. Ainsi, les mesures par les pyranomètres sont marquées par un biais dans le sens d'une sous-estimation de l'albédo.

La différence entre l'albédo selon le Licor égal à 0.80 ± 0.03 (sans doute sous-estimé en raison de l'hypothèse d'isotropie de réflexion) et l'albédo mesuré par les pyranomètres (0.71 ± 0.07) est faible. La différence est essentiellement due à une sous-estimation des mesures d'albédo par les pyranomètres en raison de l'ombre de la station. La différence de champs de vue entre les radiomètres peut également contribuer aux écarts de mesures.

- Comparaison avec un modèle d'albédo

Les mesures de réflectances spectrales sont comparées avec l'albédo de neige pure calculé par Warren et Wiscombe [1980]. Dans le modèle, la neige est considérée comme un empilement de sphères de glace. La diffusion et l'absorption de la lumière par chacune des sphères est décrite selon la théorie de Mie. Les paramètres d'entrée sont les mesures en laboratoire de l'indice de réfraction et du facteur d'absorption de la glace pure en fonction de la longueur d'onde. Le modèle de diffusion multiple est ensuite conduit par la méthode « Delta-Eddington » [Paltridge et Platt, 1976]. Des comparaisons avec d'autres méthodes de simulation de la diffusion multiple ont montré que l'approximation « Delta-Eddington » est efficace pour calculer les flux radiatifs jusqu'à 2 μm [ex. Leroux, 1996]. Dans le modèle de Warren et Wiscombe [1980], la dépendance selon la longueur d'onde de l'albédo de la neige est contrôlée par la variation du coefficient d'absorption de la glace.

La figure V.11 compare les mesures avec les résultats du modèle de l'albédo de la neige pure sous éclairement diffus pour trois tailles de grain de rayons : 0.1, 0.2 et 1 mm. L'albédo est calculé sous des conditions d'angle d'incidence similaires aux mesures, mais il est le résultat de l'intégration des réflectances de la neige dans toutes les directions. En raison des diffusions multiples, la forme de la fonction de réflectance bidirectionnelle de la neige est indépendante de la longueur d'onde, au moins jusqu'à 960 nm [Mondet,

1999, p.134]. Ainsi la variation de la réflectance selon la longueur d'onde ne change pas selon l'angle de réflexion, et on considère que les comparaisons entre l'albédo calculé et les mesures au nadir sont pertinentes pour l'analyse des variations de la réflectance selon la longueur d'onde.

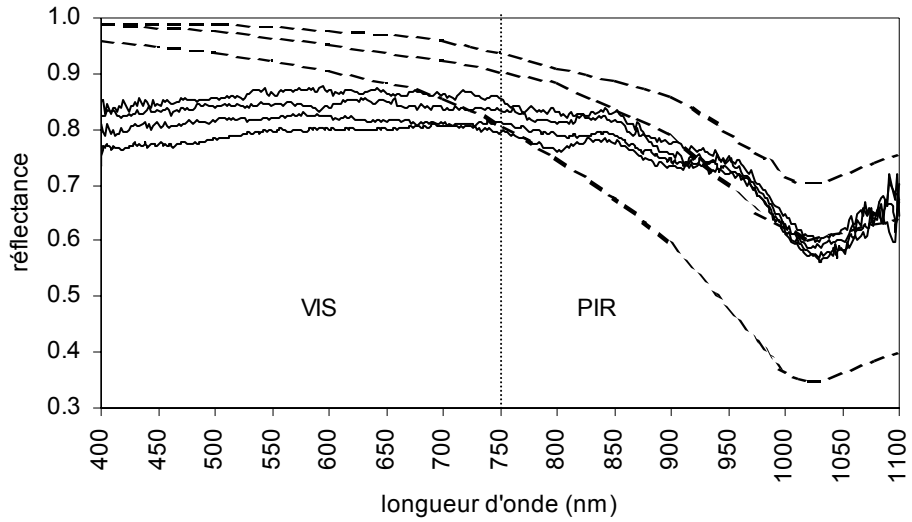


Figure V.11 : variations de la réflectance de la neige avec la longueur d'onde. Les courbes en trait continu représentent quatre séries de mesures à résolution spectrale de la réflectance de la neige au nadir. Les mesures ont été effectuées par un Licor Li-1800 à proximité de la SMA2 le 14 juin 1999 entre 12h15 et 14h10 heures locales. Les courbes en tirets montrent l'albédo calculé pour un milieu semi-infini de neige pure sous éclairement diffus et pour les rayons de grains : 0.1, 0.2 et 1 mm (du haut vers le bas, respectivement). Les résultats théoriques sont tirés de la figure 7 de Warren [1982] et de la figure 13 de Wiscombe et Warren [1980]. La séparation entre les domaines visible (VIS) et proche infrarouge (PIR) est indiquée.

La taille des grains et l'angle solaire affectent l'albédo de la neige dans le proche infrarouge, alors que l'albédo dans le visible est sensible au contenu en poussières et à l'épaisseur de neige pour des couches inférieures à environ 10 cm. Dans le domaine proche infrarouge, les mesures de réflectances sont proches des résultats théoriques pour un rayon de grain de 0.2 mm (figure V.11). En effet, les observations sur le terrain et les propriétés de la neige de trois jours (densité de 300 ± 20 $kg.m^{-3}$) sont en accord avec une taille de grain égale à quelques dixièmes de millimètres. Dans le domaine visible, les mesures de réflectance sont inférieures de 10 à 20 % aux valeurs calculées de l'albédo de neige pure.

La hauteur de neige était faible lors des mesures de réflectances spectrales (environ 7 cm d'équivalent en eau). Néanmoins, la surface sous-jacente était de la neige ancienne et non de la glace, de sorte que sa réflectance n'était pas suffisamment faible pour expliquer l'écart des mesures avec le modèle [Figure 8 de Warren et Wiscombe, 1980]. La rugosité de surface contribue sans doute peu aux écarts avec le modèle, car la surface était de la neige fraîche et lisse.
Grenfell et Maykut [1977] en Alaska, ainsi que Kuhn et Siogas [1978] en Antarctique, observent un albédo dans le visible plus faible que celui prédit par les modèles de neige pure. Warren et Wiscombe [1981] considèrent que les écarts entre les mesures d'albédo visible et les résultats des modèles de neige pure sont principalement dus aux poussières. De même, on considère ici que l'effet des particules d'impuretés dans la neige est le facteur dominant des écarts entre le modèle et les mesures sur le glacier du Zongo.

- Concentrations en poussières dans la neige

La comparaison de résultats théoriques avec les mesures de réflectances dans le spectre visible met en évidence le rôle des poussières contenues dans la neige sur la réduction de l'albédo. Alors que la neige subit des cycles de fusion-regel, les particules de poussières se concentrent en surface [Warren et Wiscombe, 1980]. Au Japon, Higuchi et Nagoshi [1977] observent sur un champ de neige en fusion une quantité d'impuretés deux ordres de grandeur plus importante en surface qu'à 1 cm de profondeur. Cutler et Munro [1996] mesurent un albédo visible de la neige égal à 0.71 (350 - 695 nm) au midi solaire et par ciel clair. La densité de la neige mesurée un jour auparavant était de 536 ± 25 kg.m^{-3} et la concentration en poussières était d'environ 200 ppmw (partie par million en poids, « weight »). Grenfell et al. [1981] mesurent des réflectances dans le visible variant de 0.72 à 0.78 sur de la neige de densité de 480 kg.m^{-3} et de concentration en poussières minérales inférieure à 500 ppmw.

La concentration en poussières a été mesurée dans les dix premiers centimètres de la neige du glacier du Zongo le 4 novembre 1999 et le 31 janvier 2000. La neige fondue fut filtrée à travers une membrane WHATMANN GF/F (450 nm de taille de pore) précuite (450°C pendant 12 h) et pré-pesée. Les échantillons ont été ensuite séchés pendant 24 h à 110°C et re-pesés pour déterminer le contenu en impuretés.
Les concentrations en poussières varient de 1 ppmw dans la neige fraîche (densité de 300 ± 20 kg.m^{-3}) à 100 ppmw dans la neige âgée d'une semaine (densité de 420 ± 20 kg.m^{-3}). Lors des mesures de réflectances spectrales de juin 1999, la neige

tombée trois jours auparavant (densité de 300 ± 20 kg.m^{-3}) était peu chargée en poussières (J 100 ppmw) entraînant un albédo visible assez élevé (0.82 ± 0.02).

Puisque les poussières affectent le domaine spectral où la réflectance de la neige est maximale (visible), une faible quantité d'impuretés peut entraîner une forte augmentation de la radiation solaire absorbée. Très peu de mesures sont disponibles sur les effets des poussières en surface du glacier du Zongo. Il serait nécessaire de suivre les variations au cours de l'année de la concentration (i) et de la nature (ii) des poussières dans la neige ou en surface de la glace.

(i) Peu de concentrations en poussière des glaciers tropicaux ont été publiées. Thompson et al. [1979] mesurent des concentrations en poussières variant de 1 à 9 ppmw sur la calotte glaciaire du Quelccaya. Généralement, le contenu en poussières est donné en concentration volumétrique (μm^{-3} par gramme d'eau) ou en nombre de particules par milli-litre d'échantillon [ex. Thompson et al., 1998].
Higushi et Nagoshi [1977] mesurent des concentrations de poussières en surface d'un champ de neige au Japon variant de 100 ppmw à 4000 ppmw au cours de la saison de fusion. Kohshima et al. [1993] montrent que sur les glaciers himalayens, de climat de mousson caractérisé par des chutes de neige d'été similaires aux tropiques, l'albédo est fortement réduit par l'accumulation des poussières.
Les sources de poussières sont éloignées des plateaux du Groenland ou d'Antarctique où les concentrations en poussières dans la neige sont généralement inférieures à 0.5 ppmw [Warren et Wiscombe, 1980 ; Warren, 1984]. Alors qu'aux moyennes latitudes, les fortes quantités de chutes de neige compensent la proximité des sources de poussières, sous les tropiques externes les sources sont proches des glaciers et l'accumulation de neige est peu importante (la précipitation annuelle sur le glacier du Zongo est de l'ordre de 1 m d'eau).

(ii) L'effet des impuretés dépend beaucoup de leur composition : la réduction d'albédo par un ppmw de suie est équivalente à la réduction par 100 ppmw de poussières argileuses [Warren et Wiscombe, 1980]. De plus, la vitesse de migration des poussières avec l'eau de fonte qui contrôle la concentration des impuretés en surface dépend de leur composition [Conway et al., 1996]. Sur le glacier du Zongo, la réflectance de la neige semble augmenter vers 650 nm (figure V.11), mettant en évidence un absorbant rouge caractéristique des oxydes de fer généralement associés à la poussière argileuse.

Plusieurs usines hydroélectriques de la vallée du Zongo sont desservies par une route de terre à environ 1 km du glacier. En journée, le vent sur le glacier provient de la direction de la route très fréquemment empruntée par des camions dont le moteur émet de la suie.
A mesure que la neige fond et que l'eau de fusion ruisselle sur la glace, les poussières s'accumulent en surface. Des dépôts de poussières de plusieurs centimètres d'épaisseur, nommés cryoconites par l'explorateur Nordenskjöld [1875], sont fréquemment observés sur le glacier du Zongo. Le contenu en plomb de la boue de cryoconite a été mesuré afin d'identifier une pollution anthropique éventuelle sur les différents versants de la montagne Huayna Potosi. Malheureusement, ne connaissant pas le temps de formation des tas de boue de cryoconite, variable selon les échantillons, on ne peut interpréter les différences de concentrations en plomb selon les versants. La mesure des isotopes du soufre contenu dans la neige serait une autre méthode pour estimer les éventuelles sources de pollution anthropique.

Peu d'études ont été publiées sur la concentration des poussières en surface des glaciers tropicaux. En saison des pluies, la concentration des impuretés dans la neige peut varier de plusieurs ordres de grandeur lors des alternances des fortes fusions avec les précipitations. En saison sèche, la concentration des impuretés dans les creux participe à la formation des pénitents [Kotlyakov et Lebedeva, 1974].

V.2.4.e La radiation globale par ciel clair

L'examen des caractéristiques de la radiation globale par ciel clair permet :

(i) de distinguer les journées de ciel clair pour l'étude des variations de l'albédo (paragraphe V.2.4.f).

(ii) de déterminer le facteur de transmission solaire de l'atmosphère au-dessus du glacier (paragraphe VI.3.4.a).

(iii) d'identifier les facteurs de variation spatiale de la radiation globale.

V.2.4.e.1 Solstices

A la latitude du glacier (16°15'S) le soleil est au nord toute la journée du 21 Mars au 21 septembre. La période intermédiaire au cours de laquelle le soleil passe au zénith deux fois par jour dure environ 40 jours. Tout au long de l'année, le soleil atteint son élévation diurne maximale entre 12h25 et 12h40, heures locales. Le lever de soleil est entre 6h et 7h et le coucher de soleil est entre 18h et 19h. Le jour le plus court de l'année est le 22 juin.

Les conditions de rayonnement solaire les plus contrastées sont rencontrées aux solstices. On examine les cycles de la radiation globale et de l'angle zénithal solaire au cours de deux journées de ciel clair proches des solstices : le 12 décembre 1998 et le 22 juin 1999 (figure V.12 (a) et (b), respectivement).

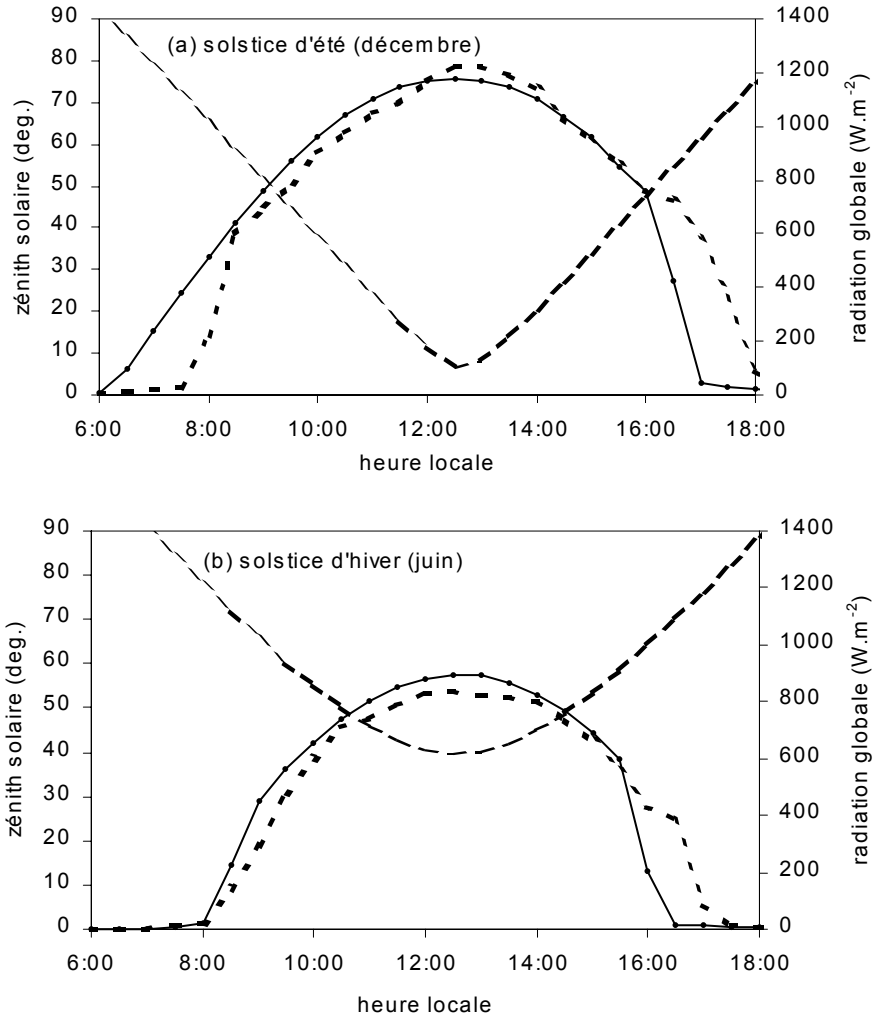


Figure V.12 : radiation globale et angle zénithal solaire au cours de deux journées de ciel clair : le 12 décembre 1998 (a) et le 22 juin 1999 (b). Les moyennes demi-horaires de la radiation globale à la SMA2 (trait continu + rond) et à la Mévis hors du glacier (tirets gras) se reportent à l'axe Y de droite. L'angle zénithal solaire (tirets longs) se reporte à l'axe Y de gauche.

Le 12 décembre 1998, la SMA2 était au soleil dès le lever du jour, mais dans l'après-midi l'ombre de la paroi rocheuse en rive droite a atteint la station à partir de 16h. Le soleil est au sud et atteint un très faible angle zénithal à midi (moins de 7°). Les valeurs demi-horaires de la radiation globale sur le glacier ont culminé à plus de 1150 $W.m^{-2}$.

Le 22 juin 1999, le soleil était à sa position la plus au nord de l'année. La radiation solaire directe a atteint la SMA2 environ une heure après le lever de soleil, et l'ombre a atteint la station environ deux heures avant le coucher de soleil. Le 22 juin est le jour le plus court de l'année. Le zénith solaire diminue seulement jusqu'à 40°. Comme conséquence directe, les valeurs demi-horaires de la radiation globale sur le glacier n'ont pas dépassé 900 $W.m^{-2}$.

V.2.4.e.2 Le facteur de transmission atmosphérique

En considérant l'atmosphère comme un milieu plan-parallèle non réfractant [Dozier et Frew, 1990], les maxima de radiation solaire globale du 22 décembre 1998 (saison des pluies) et du 22 juin 1999 (saison sèche) amènent à une atténuation atmosphérique entre 14 et 12 % lorsque le soleil est au zénith (angle zénithal nul). Cette différence est faible et ne reflète pas une différence en humidité de l'atmosphère [Rasmussen et al., 1998].
Selon Liou [1976], l'absorption due à la vapeur d'eau de l'atmosphère tropicale par ciel clair et sans aérosol atmosphérique est de l'ordre de 18 % lorsque le soleil est au zénith. Les écarts entre les mesures sur le glacier du Zongo à une pression atmosphérique de 550 hP et les résultats de Liou [1976] sont attribués à une différence d'épaisseur atmosphérique plutôt qu'à l'influence de l'aérosol atmosphérique. En effet, Adams et al. [1980] observent des faibles concentrations de poussières en suspension dans l'atmosphère du mont Chacaltaya (5220 m d'altitude, à environ 5 km du glacier du Zongo, figure I.2) : entre 1.6 et 23.8 $\mu g.m^{-3}$, comparables aux mesures sur la montagne suisse Jungfraujoch (3752 m d'altitude).
Kruss et Hastenrath [1987] calculent la radiation solaire directe incidente sur le mont Kenya à une pression atmosphérique de 590 hP et pour « très peu de poussières ». Leurs calculs amènent à une atténuation atmosphérique d'environ 9 % lorsque le soleil est au zénith. La différence entre le facteur de transmission sur le glacier du Zongo et le modèle de Kruss et Hastenrath [1987] est faible et peut être attribuée à un environnement différent (ex. réflexions sur les pentes environnantes).

A la SMA2, une atténuation atmosphérique par ciel clair de 13 % lorsque le soleil est au zénith entraîne une réduction de l'éclairement extraterrestre journalier de 6 et 7 $MJ.m^{-2}$ (70 à 80 $W.m^{-2}$ en puissance journalière, figure V.7). Selon ce seuil, l'année 1998-99 a compté 34 jours de ciel clair. L'examen de la régularité des cycles diurnes de la radiation globale a confirmé que ces journées étaient sans nuages : décembre ne compte qu'un seul jour de ciel clair, mai en compte dix, juin quatorze et juillet neuf.

V.2.4.e.3 Variations spatiales de la radiation globale

- Surface horizontale

En raison de la réduction de la couche atmosphérique avec l'altitude, la radiation solaire directe augmente de 1 à 2 % par kilomètre selon Barry [1992, p.30]. Au Groenland, Konzelmann et al. [1997] observent une augmentation du facteur de transmission de l'atmosphère de seulement 4 % du niveau de la mer à 3500 m d'altitude. Müller [1985] observe une augmentation de la radiation globale de 20 à 30 $W.m^{-2}$ par kilomètre dans la région de Davos (Suisse). Par contre, Dozier [1980] calcule une augmentation plus forte de la radiation globale (G) avec l'altitude dans la Sierra Nevada en Californie : augmentation de G de 25 % de 1200 m à 4400 m.
A l'échelle du bassin du glacier du Zongo, l'augmentation de la radiation solaire directe avec l'altitude est très faible, bien inférieure aux incertitudes sur la mesure. De même, les variations du facteur de transmission de l'atmosphère selon le contenu en vapeur d'eau ou en poussières sont très faibles en raison de la très haute altitude.

Les différences selon les sites de l'éclairement solaire sur une surface horizontale (mesuré par un pyranomètre positionné horizontalement) dépendent donc principalement de l'environnement : ombres des relief et réflexions sur les pentes de neige.
La réflexion solaire sur les pentes de neige environnantes augmente généralement la radiation globale, par augmentation du rayonnement solaire diffus [ex. : Ängström, 1931 ; Dozier, 1980 ; Olyphant, 1986b]. Sur le Morteratschgletscher, Oerlemans [2000] observe une augmentation de la variabilité de la radiation globale au printemps, lorsque la disparition de la neige sur les pentes autour du glacier réduit les réflexions multiples. Sur le glacier du Zongo, la ligne de neige varie peu, et l'albédo des surfaces autour du glacier ne suit pas de cycle saisonnier.
Au niveau de la SMA2, le glacier est bordé à l'est par des pentes de neige et à l'ouest par une paroi rocheuse (figure III.1). Les pentes de neige à l'est réfléchissent la radiation solaire l'après-midi (rayons 1 et 2 de la figure V.13). Par ciel clair, ces réflexions semblent entraîner un éclairement solaire légèrement plus fort l'après-midi que le matin, à angle d'incidence solaire égal (rayon 1 figure V.13, figure V.14). Néanmoins, la différence systématique d'éclairement entre le matin et l'après-midi peut être aussi causée par un biais sur les mesures, lié à une augmentation de la température de la thermopile modifiant la sensibilité du capteur (chapitre V.2.3).

En fait l'influence de la pente de neige sur la radiation globale reste faible, et par ciel clair la part diffuse de la radiation globale sur le glacier est peu élevée : entre 6 et 10 % (paragraphe VI.3.4.a).

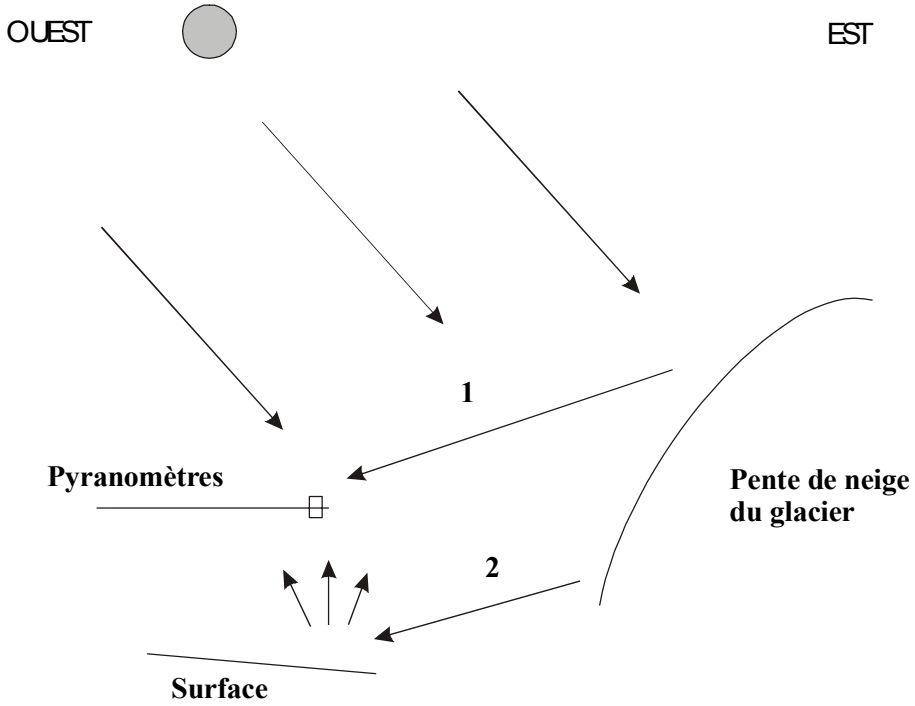


Figure V.13 : schéma de la géométrie des rayonnements solaires incidents et réfléchis par la surface dans l'après-midi au site de la SMA2 (5150 m). Les numéros 1 et 2 se rapportent au texte.

Au cours des journées du 12 décembre 1998 et du 22 juin 1999, les différences entre la radiation globale sur et hors du glacier sont très faibles (figure V.12). En moyenne des jours de ciel clair de l'année 1998-99, les valeurs de la radiation globale sur et hors du glacier sont très proches, de l'ordre de 240 $W.m^{-2}$ (soit 21 $MJ.m^{-2}$). Les rapports annuels du programme GREAT ICE ont montré que par ciel clair, la radiation globale journalière est supérieure d'environ 2 $MJ.m^{-2}$ à 5150 m (SMA2) qu'à 5550 (SMA3) [Wagnon et al., 1995 ; Berton et al., 1997 ; Sicart et al., 1998 ; Berthier et al., 2001a]. Cet écart faible est sans doute dû aux différences d'étalonnage des capteurs et à la plus grande extension des pentes de neige autour de SMA3.

Les différences d'éclairement solaire entre 4750 m, 5150 m et 5550 m sont faibles, proches des incertitudes sur la mesure. Ainsi que l'observent Greuell et al. [1997] sur le glacier autrichien Pasterze, les différences sont principalement dues à l'albédo et au relief autour des sites de mesure.

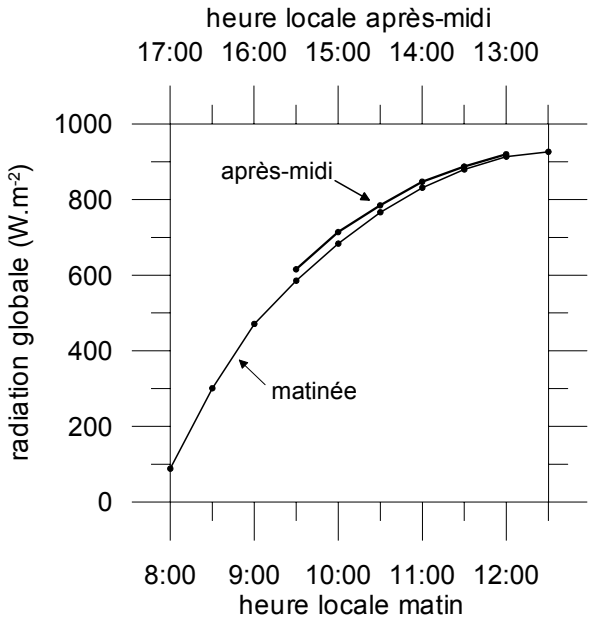


Figure V.14 : moyennes des valeurs demi-horaires de la radiation solaire globale à 5150 m (SMA2) sur la saison sèche 1998-99 (juin-août). Les données de l'après-midi sont interrompues à 15h30 à cause de l'ombre de la paroi en rive droite. Par ciel clair, le maximum d'éclairement solaire est entre 12h20 et 12h40 heures locales.

- Effets de la pente et de l'exposition

La dépendance de l'éclairement solaire selon la pente et l'exposition de la surface est examinée à partir de calculs de M. Vallon (communication personnelle). L'insolation potentielle annuelle, i.e. sans les effets des nuages, a été calculée en chaque maille du glacier en tenant compte de l'angle d'incidence solaire, et de l'atténuation et de la diffusion atmosphériques selon Perrin de Brichambeau [1963] (la diffusion dépend de l'albédo de surface fixé à 0.6 sur le glacier).

Les figures V.15 et V.16 montrent que l'insolation dépend essentiellement de la pente locale. A la latitude du glacier, le soleil est généralement haut et l'insolation annuelle est maximale sur les surfaces planes : c'est le plateau de la zone d'ablation entre 4900 et 5050 m d'altitude qui reçoit le maximum de rayonnement solaire sur l'année (figure V.15). L'insolation potentielle annuelle varie fortement à la surface du glacier, d'un facteur 1.5 environ (de 160 à 250 $W.m^{-2}$ en moyennes annuelles), correspondant à la distribution des pentes généralement inférieures à 40° (figures III.4 et V.16).

Les variations d'insolation non liées à la pente sont dues à l'orientation de la surface (le soleil est le plus souvent au nord) et au masque (i.e. le facteur de vue du ciel) (figure V.16).

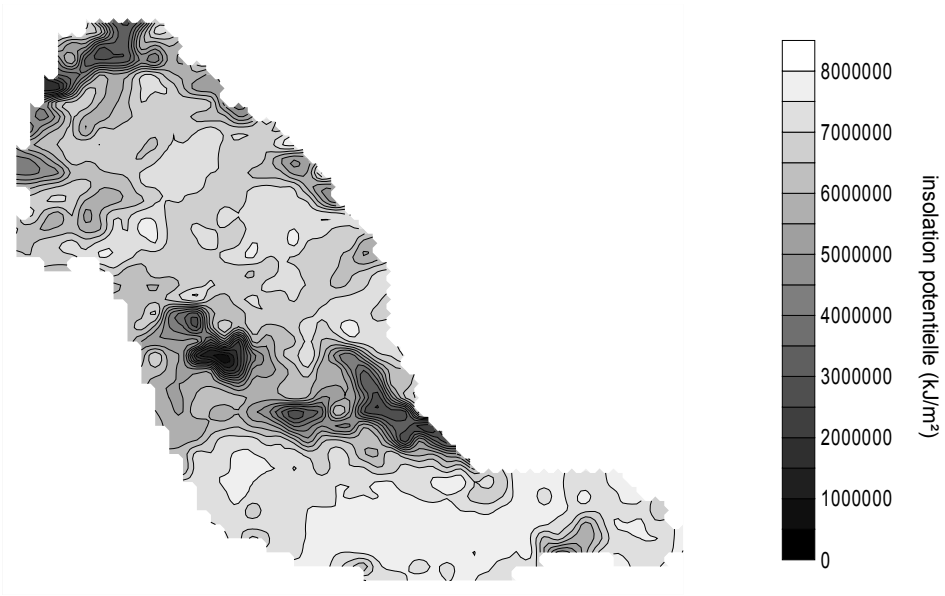


Figure V.15 : distribution de l'insolation potentielle annuelle à la surface du glacier (d'après Vallon, communication personnelle).

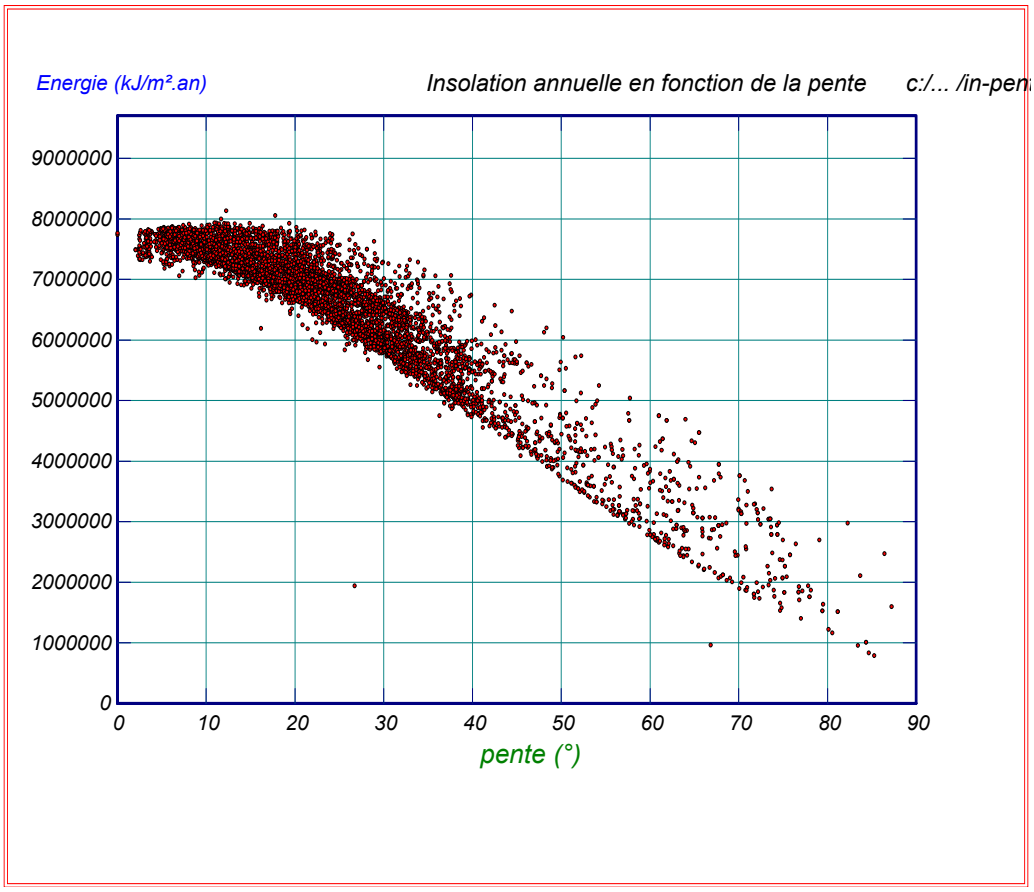


Figure V.16 : insolation potentielle annuelle (kJ.m^{-2}.an^{-1}) à la surface du glacier selon la pente locale (d'après Vallon, communication personnelle). Chaque point représente une maille du glacier.

V.2.4.f Albédo par ciel clair

V.2.4.f.1 Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes, Sicart et al., *Journal of Geophysical Research*, 106 (D26), 31729-31738, 2001.

Afin de mesurer le bilan radiatif par unité d'aire *inclinée* de la surface du glacier, les pyranomètres doivent être positionnés parallèlement à la surface. Néanmoins, la surface des glaciers n'est jamais plane. Au cours de mesures en continu sur de longues périodes, il est plus facile et plus sûr d'ajuster les pyranomètres dans une position horizontale. Des mesures topographiques au pas décimétrique en X-Y et centimétrique en Z effectuées à 5050 m (SMA1) et à 5150 m (SMA2) les 26 et 27 juillet 2000 ont permis d'évaluer l'effet de la distribution des inclinaisons et des orientations liée à la rugosité de la surface sur la mesure de l'albédo par des capteurs horizontaux. Cet article présente une comparaison entre les pyranomètres Kipp&Zonen et Skye, faisant apparaître une dispersion des

mesures d'environ ± 5 %, proche de l'incertitude annoncée par les constructeurs (tableau III.4). Obleitner et De Wolde [1999] observent une dispersion de ± 5 % entre les mesures de quatre pyranomètres Kipp&Zonen sur le glacier Vatnajökull en Islande. Aoki [2000] fait une étude complète des corrections de la mesure de la radiation solaire par ciel clair. Pour la mesure de l'albédo, les corrections des flux ascendant et descendant se compensent en grande partie et la correction résultante est inférieure à 1.06.
Les références de l'article ont été incluses dans la liste générale des références de la thèse.

Résumé. Une source d'erreur potentielle importante dans les mesures d'albédo de la neige par ciel clair est l'inclinaison de la surface alors que les capteurs sont parallèles à l'horizon. L'erreur dépend de la pente et de l'orientation de la surface. La surface au sol de plusieurs mètres carrés vue par un capteur hémisphérique n'est généralement pas plane. Nous examinons l'influence sur les mesures d'albédo des combinaisons d'inclinaison et d'orientations liées aux irrégularités de surface sur deux sites du glacier du Zongo en Bolivie. La distribution des inclinaisons et des orientations de la surface, utilisée pour corriger les mesures d'albédo, est déterminée par mesures topographiques. Les corrections sont différentes sur les deux sites, mais résultent en des évolutions similaires de l'albédo : les fortes décroissances observées du matin jusqu'au soir étaient des artefacts de mesure. Même pour de faibles pentes, une erreur de quelques degrés sur l'estimation de l'inclinaison ou d'une dizaine de degrés sur l'estimation de l'orientation a une incidence sur les corrections. Si la topographie autour du site de mesure n'est pas connue avec précision, la méthode la plus sûre pour déterminer l'albédo journalier est d'observer les mesures autour du midi solaire. Les variations diurnes de l'albédo corrigé sont faibles et symétriques, centrée sur un minimum au midi solaire. En saison sèche (hiver austral), les fluctuations diurnes de l'albédo de la neige sur le glacier du Zongo semblent contrôlées par le cycle de l'angle d'incidence de la radiation solaire.

Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface: A case study in the Bolivian Andes

Jean Emmanuel Sicart and Pierre Ribstein

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM), UMR Sisyphe, UPMC, Paris, France

Patrick Wagnon

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM), Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Saint Martin d'Hères, France

Daniel Brunstein

Laboratoire de Géographie Physique, CNRS, Meudon, France

Abstract. An important potential source of error in snow albedo measurements under clear sky is the tilt of the surface when the sensors are placed parallel to the horizon. The error depends on the surface slope and aspect. A hemispherical radiation sensor receives its signal from within a surface area of several square meters, which generally is not a plane. Here we examined the influence of slope and aspect combinations related to surface irregularities on albedo measurements at two locations on the Zongo Glacier, Bolivia. The slope and aspect distributions determined through topographic measurements were used to correct the albedo measurements. The corrections were different between the two sites but resulted in similar albedo changes: the substantial albedo reductions observed from morning until evening were measurement artifacts. Even for slight slopes, an error of a few degrees on the slope estimation or an error of roughly 20° on the aspect estimation had an appreciable influence on the corrections. If the topography around the measurement site is not precisely known, the most reliable method for determining the daily albedo is to observe the measurements around solar noon. Corrected albedo diurnal variations were low and symmetrical, centered on a minimum at noon. During the dry season (the Southern Hemisphere winter), the diurnal fluctuations of the snow albedo on the Zongo Glacier seem to be controlled by the incidence angle cycle of solar radiation.

1. Introduction

The interpretation of diurnal snow albedo fluctuations is a controversial subject. Confusion often stems from observation errors. In this study, we present a method for treating errors related to the horizontal mounting of the radiation sensors while the snow surface is inclined.

Most authors have reported a decrease in snow reflectivity as the height of the Sun increases [e.g., *Hubley* 1954; *Liljequist*, 1956; *Dirmhirn and Eaton*, 1975; *Ohmura*, 1981; *Yamanouchi*, 1983; *McGuffie and Henderson-Sellers*, 1985; *Wendler and Kelley*, 1988; *Cutler and Munro*, 1996]. C*arroll and Fitch* [1981] only observed this decrease for low Sun angles. On the contrary, *Kondrat'yev et al.* [1964] reported a maximum albedo around the solar noon.

There are many factors that act on the diurnal albedo fluctuations under clear sky [*Warren*, 1982]. The snow albedo depends on the angular and spectral distributions of the direct-beam and diffuse components of the global radiation. Snow reflectivity is nearly linear in the cosine of the zenith angle of the direct-beam radiation [*Marshall and Warren*, 1987]. This dependence leads to a symmetrical cycle of the reflectance centered on a minimum at noon. The effective zenith angle of a purely diffuse radiation is approximately 50° [*Wiscombe and Warren*, 1980]. The contribution of the diffuse radiation to global radiation acts on the angular distribution of the incident solar radiation, and therefore on the reflectance of the snow.

The optical properties of snow also depend on the size and shape of snow grains, the concentration of surface absorbent impurities, the snow thickness, and the reflectivity of the snow underlying the surface (if the snow is less than roughly 10 cm thick), and finally the surface roughness on the microscopic scale. These factors related to the snow metamorphism generally lead to an irreversible decrease of albedo.

On the decimeter scale, if the surface roughness is not randomly oriented (e.g., sastrugis, penitents), the diurnal cycle of the solar azimuth can cause an asymmetrical albedo cycle to appear [see *Kuhn and Siogas*, 1978; *Wendler and Kelley*, 1988; *Mondet and Fily*, 1999].

Instrumental errors can lead to an erroneous interpretation of snow albedo fluctuations. The photoelectric cell sensitivity depends on temperature, which under clear sky follows a marked diurnal cycle. Nevertheless, this dependence is low (approximately 0.15%/°C according to the technical specifications), and variations between the sensitivity of identical sensors mounted in pairs tend to offset each other.

The response of all commercial radiometers deviate from a proper "cosine law" [*Warren*, 1982]. Their sensitivity generally decreases starting from a solar zenith angle of 70°, leading to an overestimation of the albedo [*Dirmhirn and Eaton*, 1975]. This error has little effect on the calculations of energy flux since the energy contribution is low at large Sun angles.

According to *Ohmura* [1981], much of the diurnal variations of albedo reported in the literature may be the result of horizontal mounting of the instruments, while the glacier surface is typically inclined. The dominant effect is that the incident irradiance with respect to the local zenith angle is different from the irradiance incident with respect to the normal of the sloped surface [*Grenfell et al.*, 1994]. To the extent that the radiation reflected by the snow has a large diffuse component, the slope of the surface has little effect on the measurements of the reflected radiation. The scale of the slope effect is generally known, but the effectiveness of the methods to correct this is difficult to evaluate.

If the instruments are mounted parallel to the surface, the local albedo is measured correctly [*Müller*, 1985; *Knap et al.*, 1999]. Yet, the surface of glaciers is not flat and evolves with ice flow. Besides, the effectiveness of this method depends on how precisely the sensors were positioned. During continuous measurements over long periods of time, it is safer to check the correct position of horizontally placed sensors.

Geometrical considerations allow linking the true surface albedo (α(true)) to the albedo measured with instruments placed horizontally (α(meas)). Given this type of relation and knowing a priori α(true) and α(meas), *Mannstein* [1985] calculated an effective slope and an effective aspect of the snow surface under the sensors. The author estimated α(true) from measurements on overcast days. Yet cloud absorption of the incident solar radiation in the near-infrared wavebands results in a substantial increase in the snow albedo compared to a cloudless sky [*Warren*, 1982]. The steep surface slope of 27° obtained by *Mannstein* [1985] can be explained by his not taking into account this spectral shift effect. Estimating the mean slope and aspect angles of the surface, a relation between α(true) and α(meas) allows for correcting the albedo measurements. This method implies the hypothesis of a plane surface. In the literature, the method for estimating average angles is generally not detailed and the contribution of the surface roughness is rarely discussed. Here we apply the correction of albedo measurements proposed by *Grenfell et al.* [1994] taking into account the combinations of slope and aspect of the surface elements in the sensors' field of view.

As stated by *Mannstein* [1985], "the effective inclination and azimuth direction of the surface below the instruments can change in the course of the day, because different parts

of the terrain are illuminated by the sun depending on the incidence of direct radiation and because the radiances of the reflected radiation are weighted by the sensor with respect to the cosine-law." The method proposed here can take into account the changes in the contributions of the surface elements to the total correction of the slope effect.
The method was applied to two sites of the Zongo Glacier in Bolivia [*Francou et al.*, 1995]. Comparing the corrections, applied to two different topographies, provides an evaluation of the method. On tropical glaciers the net shortwave radiation is the main source of energy at the glacier surface, and its variations are controlled by the albedo [*Wagnon et al.*, 2001]. A correction of the slope effect was a necessary step toward the study of the climatic parameters controlling the surface albedo of tropical glaciers.

2. Location, Measurements, and Methodology

2.1 Location

The Zongo Glacier is located in the Huayna Potosi Massif (16°15' S, 68°10' W, Cordillera Real, Bolivia), on the western margin of the Amazon Basin, approximately 30 km north of La Paz. This valley-type glacier is 3 km long and has a surface area of 2.1 km^2 (Figure 1). The upper reaches are exposed to the south, whereas the lower section surrounded by two steep lateral moraines faces east. The glacier flows out from 6000 to 4900 m above sea level (asl).
Huyana Potosi Massif belongs to the outer tropics, characterized by a marked seasonality of precipitation with a single wet season (December to March) and a pronounced dry season (May to August) [*Kaser et al.*, 1996]. In the tropics, seasonal variation of extraterrestrial solar irradiance is low and global radiation fluctuations are mainly controlled by the cloud cover during the wet season [*Hastenrath*, 1991].
To investigate clear-sky albedo, we studied measurements from the dry season 2000 (from May 1 to July 23) at two sites of the glacier: AWS1 (Automatic Weather Station 1) installed at 5150 m asl, and AWS2 at 5060 m asl. Solar noon was at about 1230 LT. Sunrise and sunset were at 0700 and 1800, respectively. Because of surrounding mountains, sunshine was only from 0900 to 1530 at AWS1 and from 0830 to 1630 at AWS2. During the measurements period, the Sun was north, and the daily maximum of Sun elevation varied from 50° to 58°.

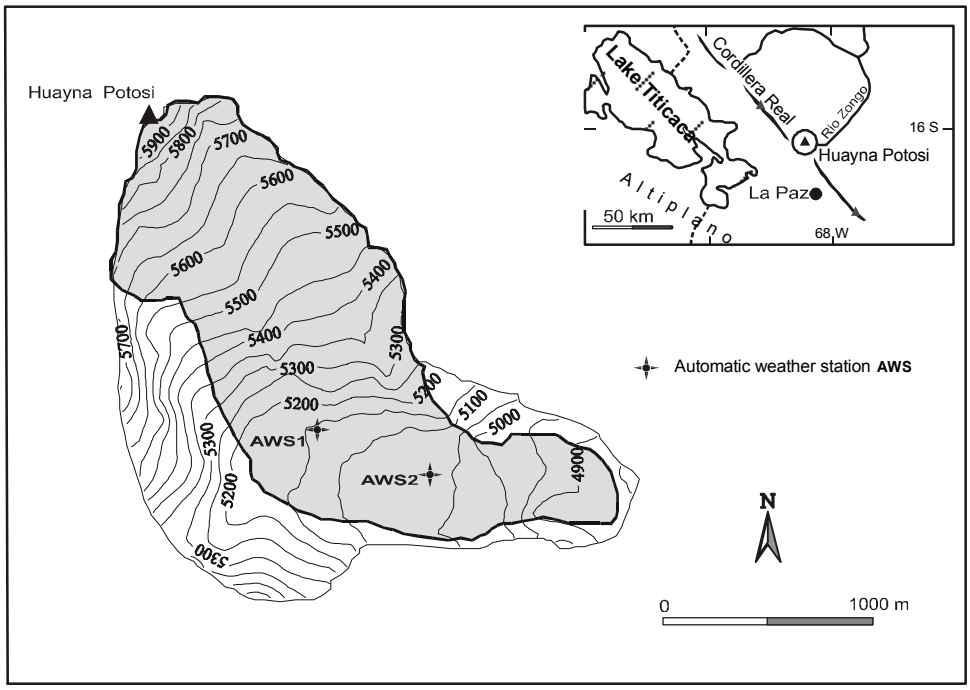


Figure 1. *A simplified map of Zongo Glacier (2.1 km^2) showing the two automatic weather stations AWS1 and AWS2, located at 5150 m asl and at 5060 m asl, respectively.*

2.2 Albedo Measurements

Measurements of two back-to-back pairs of pyranometers horizontally mounted 1 m above the glacier surface were used in this study. AWS1 has two SP1110 pyranometers ($350 < \lambda < 1100$ nm), and AWS2 has two CM3 Kipp and Zonen pyranometers ($300 < \lambda < 2800$ nm). Accuracy of both sensor types is ± 5% according to the manufacturers. The downward pyranometer mounted at 1 m receives 86% of its signal from within a circle of a radius of 2.5 m at the ground [*Schwerdtfeger*, 1976].

The signals of the sensors are scanned at 15 s intervals by a data logger (Campbell Scientific, USA, model Cr10) which recorded 30 min mean values. During the station's checks, which occurred approximately every 15 days, the sensors' height and horizontal position were carefully adjusted.

Outputs from the pairs of pyranometers were compared over a flat snow surface of the glacier at 5150 m asl from July 8 to July 23, 1999. As the Kipp and Zonen sensors have a larger spectral range response and were new and recently calibrated by the manufacturer, they were assumed to give the most accurate measurements. During the comparison period, weather varied from clear sky to snowfall days. The snowfall days were eliminated from the intercomparison.

Correlation between the different sensors' outputs was high (Figures 2a-2b), and differences between the sensors generally remained lower than 10 % (Figures 2c-2d). We

corrected the SP1110 output using a straightforward application of the linear regression equations for global and reflected radiation. The slight heteroscedasticity of the relation between the sensors' outputs (Figure 2c), which is to say the errors do not all have common variance, gave in the regression a strong weight to the highest values, but its effect remained low.

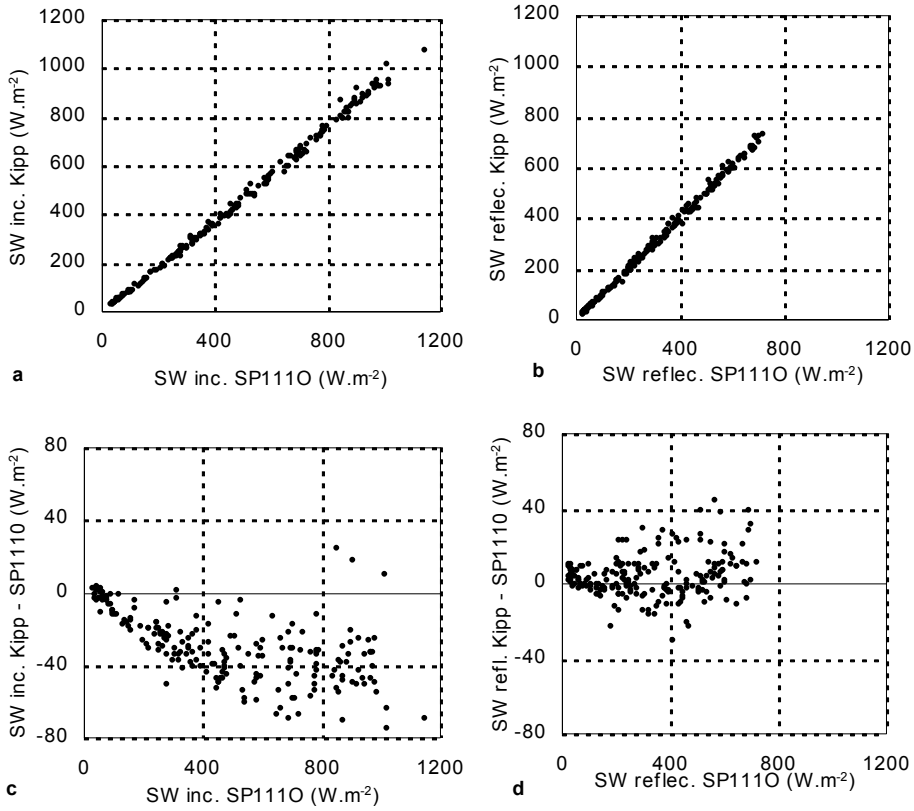


Figure 2. *A comparison of data from the SP1110 and from the Kipp and Zonen pyranometers. Each dot represents a half-hourly mean value. Period, July 8-23, 1999. Measurements during snowfall periods were eliminated. (a, c) Incident radiation measurements. (b, d) Reflected radiation measurements. Figure 2a and 2b show solar radiation measured by the Kipp and Zonen sensor versus that measured by the SP1110 sensor. (c, d) Differences between radiation measurements from both sensors versus the output from SP1110 sensor.*

According to the manufacturers and the comparison between the sensors' outputs, the accuracy of albedo measurements is roughly :

$$\frac{d\alpha(meas)}{\alpha(meas)} = \frac{dSWinc}{SWinc} + \frac{dSWrefl}{SWrefl} \approx 10\,\% \qquad (1)$$

where SWinc and SWrefl are the incident and reflected solar irradiance, respectively.

Twenty-two clear-sky days were selected according to the observations during field visits and the regularity of the diurnal global radiation cycle at the two measurement sites. The diurnal change in clear-sky albedo measurements at AWS1 and at AWS2 are shown in Figures 3a and 3b, respectively. Only measurements during sunshine hours are shown because the signal-to-noise ratio of pyranometers rises to a high level in the shade.

The albedo measurements ranged from values of fresh snow, due to a low number of precipitation events, to values of old snow, which had undergone melting-refreezing cycles. Because of a thicker snow layer and a higher elevation, albedo was always higher at AWS1 than at AWS2. At AWS2, some low albedo values resulted from a very thin snow layer over dirty ice.

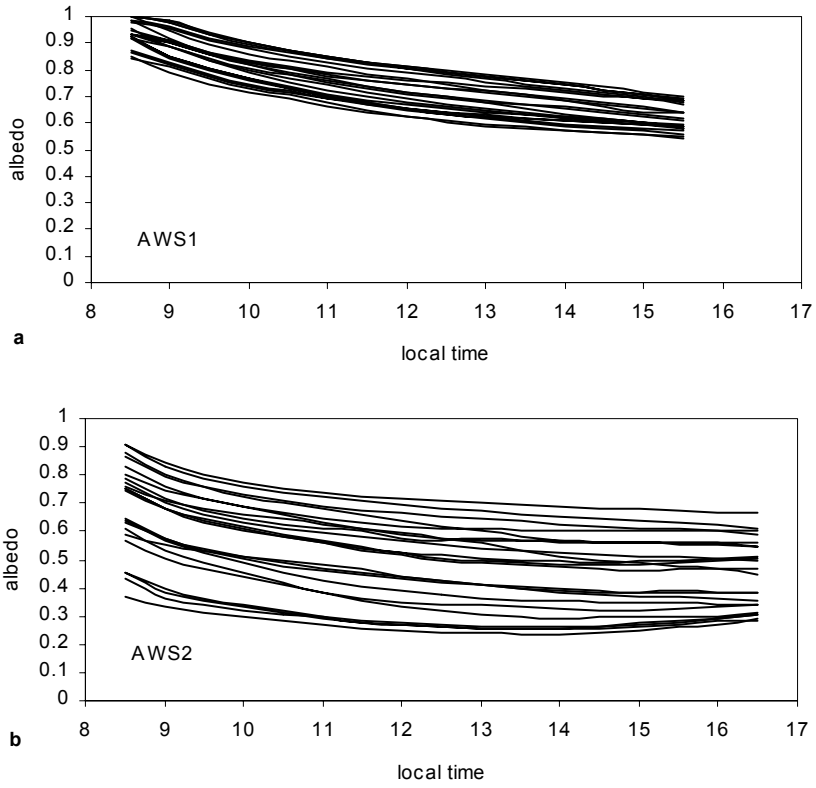


Figure 3. *Albedo measurements without correction. (a, b) Half-hourly mean values of albedo measurements at AWS1 and at AWS2, respectively, over 22 clear-sky days selected from May 1 to July 23 , 2000.*

2.3 Topographical Measurements

A topographic survey was carried out around the two measurement stations on July 26 and 27, 2000. The relative *X-Y* coordinates were measured with a precision of

approximately ± 1.0 cm. The relative altitudes were determined with a theodolite (precision of approximately ± 0.2 cm).

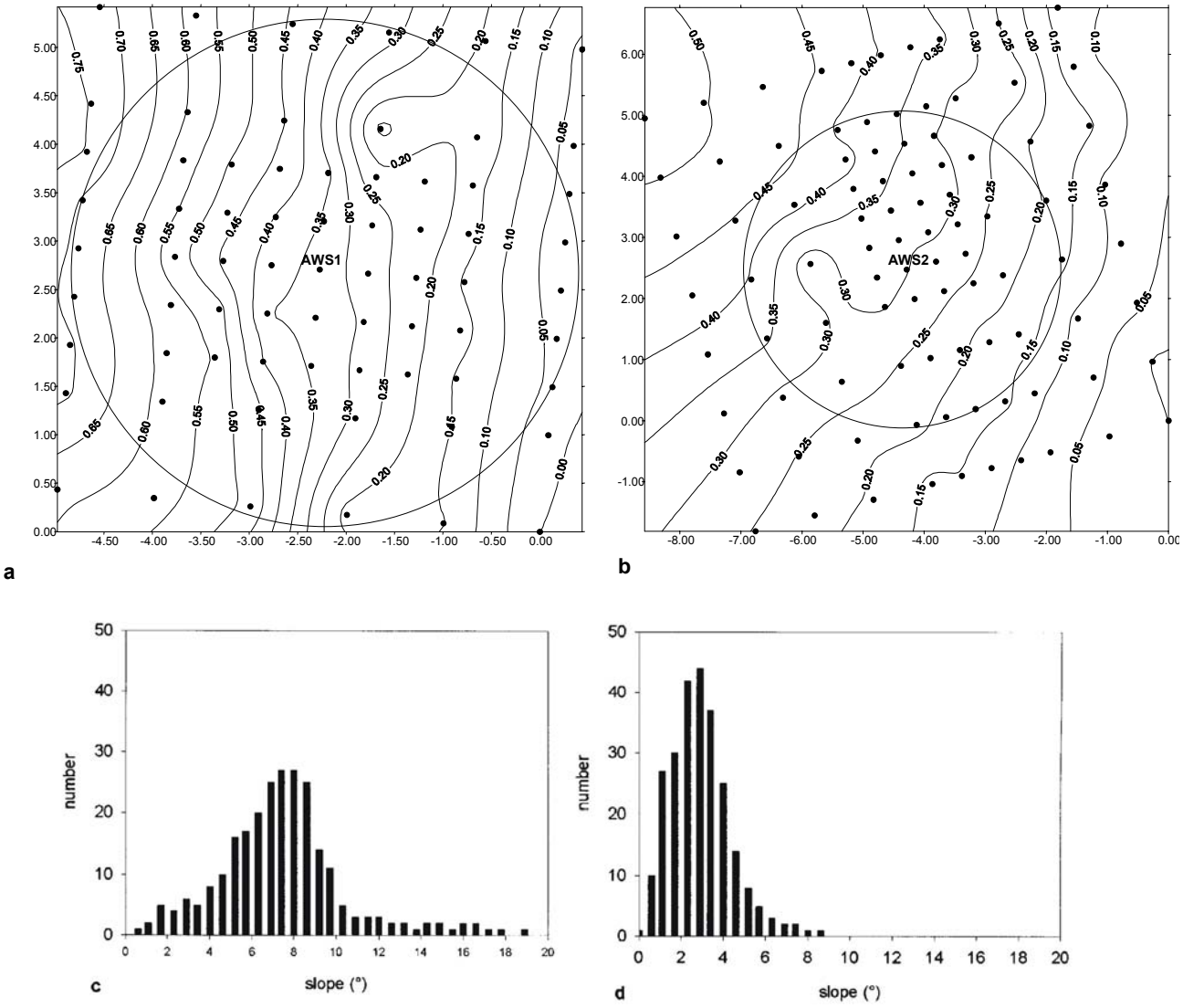


Figure 4. *Elevation contour maps around AWS1 (a) and around AWS2 (b) were computed from topographic measurements taken on July 26-27, 2000. All the values are in meters. Dots show the 69 (92) points measured during the topographic campaign at AWS1 (AWS2). Interpolation of the elevation was computed using the kriging method. Circles show the area within which downward pyranometers mounted at 1 m receive 86% of their signal (radius 2.5 m). (c, d) Slope histograms of the pixels located at less than 2.5 m from the pyranometers at AWS1 and at AWS2, respectively. Each pixel represents a 16H16 cm^2 of the surface.*

On the AWS1 (AWS2) site, the relative coordinates of 69 points (92 points) were measured in a square with one approximately 5 m (8 m) side centered on the sensors

(Figures 4a-4b). The space between the measurement points varied from 50 to 100 cm. The interpolation of the altitudes between the measurement points was determined using the kriging method.

2.4 Correction of the Albedo Measurements

Considering a plane surface and an isotropic reflection α(true) and α(meas) are linked by [*Grenfell et al.*, 1994] :

$$\alpha(meas) = \alpha(true)\,\frac{\cos\left[\theta_{sun} + \theta_{surf}\cos\varphi\right]}{\cos\left(\theta_{sun}\right)}\left[1 - \frac{\theta_{surf}}{2}\right] = \frac{1}{cor}\,\alpha(true) \qquad (2)$$

where θ_{sun} is the solar zenith angle, θ_{surf} is the slope of the surface, and φ is the solar azimuth equal to 0 when the Sun is in the uphill direction of the slope. All the angles are expressed in radians. The first factor of the corrective term is the dominating factor and accounts for the projection of the incident irradiance onto the sloped surface [*Oke*, 1987]. For large solar zenith angles, the correction increases rapidly. This equation was compared to measurements by *Grenfell et al*. [1994].

Every half hour, the albedo was corrected by the arithmetic mean of the corrective factors (cor) of the surface elements included within a radius of 2.5 m around the sensors (see circles in Figures 4a-4b). The polar coordinates of the Sun were calculated according to *Paltridge and Platt* [1976] for every half hour.

3. Results and Discussion

At AWS1 and at AWS2 the uncorrected albedo measurements decreased from very high values in the morning to a minimum at the end of the afternoon (Figures 3a-3b). The decrease is more marked at AWS1. On each site, the diurnal evolutions are remarkably parallel during the 22 clear-sky days.

Figures 4a and 4b show the elevation lines surrounding the two sites AWS1 and AWS2, respectively. Figures 4c and 4d show the histograms of the slopes. The slopes were steeper at AWS1 than at AWS2 but remained low (the mean slope at AWS1 and AWS2 was 7.8° and 3.2°, respectively, Table 1). The standard deviation of the slopes' distribution at AWS1 was higher than at AWS2. The AWS1 surface faces east, slightly northeast (80°), while the AWS2 site is east-southeast (110°) (Table 1).

Table 1. Slope and Aspect Values of the Glacier Surface in a Circle of a 2.5 m Radius Around the Sensors at AWS1 and AWS2

	Mean Slope (deg)	Min Slope (deg)	Max Slope (deg)	Standard Deviation of Slope (deg)	Mean Aspect (deg)
AWS1	7.8	0.7	19.6	3.0	80
AWS2	3.2	0.2	9.3	1.4	110

Figures 5a and 5b show albedo measurements under clear-sky corrected based on the different combinations of slope and aspect of the surface elements in a radius of 2.5 m around the AWS1 and AWS2 sensors, respectively. At AWS1 the correction varied on an average of –12% at the beginning of the day to +27% at the end of the day. At AWS2 it varied from –4% to +26% (Figure 5c). The distributions of the surfaces' aspects toward the east gave an overestimation of the albedo in the morning and an underestimation in the afternoon. The corrections were more substantial at AWS1 because of the steeper slopes. The corrections were not symmetrical relative to the solar noon because of the distribution of the slope azimuths slightly toward the northeast at AWS1 and slightly toward the southeast at AWS2.

The effect of the slope is only slightly greater than the global uncertainty on the albedo measurement (± 10%, equation (1)). However, we have seen in section 1 that the error on the albedo measurement is above all a systematic error. As stated by *McGuffie and Henderson-Sellers* [1985]: "it is unlikely that the direction of the probable deviation from the true value for the radiation will change during the course of the day." Yet, the corrections applied modify the shape of the albedo's evolution over the day. Correcting the slope effect led to a significant modification of the albedo's evolution.

An effect that could disturb the diurnal fluctuation measurements of albedo has not yet been discussed. On the Zongo Glacier, *Wagnon et al.* [1999] reported the midday appearance of a warm layer around 20-30 cm above the surface. The warm layer may be due to the absorption of solar radiation by strong concentrations of water vapor. This phenomenon has also been reported in other climates [e.g., *De la Casinière*, 1974; *Meesters et al*., 1997]. A periodic phenomenon such as this one could modify the spectral distribution of the incident solar radiation and therefore be the cause of a cycle in the albedo fluctuations. To measure the influence of the warm layer, radiation sensors should be placed closer to the surface than 1 m height. Calculations were carried out to check the potential influence of the warm layer and showed that the shortwave irradiance absorbed by a layer of air 1 m thick saturated with water vapor would be below the uncertainties on the pyranometer measurements.

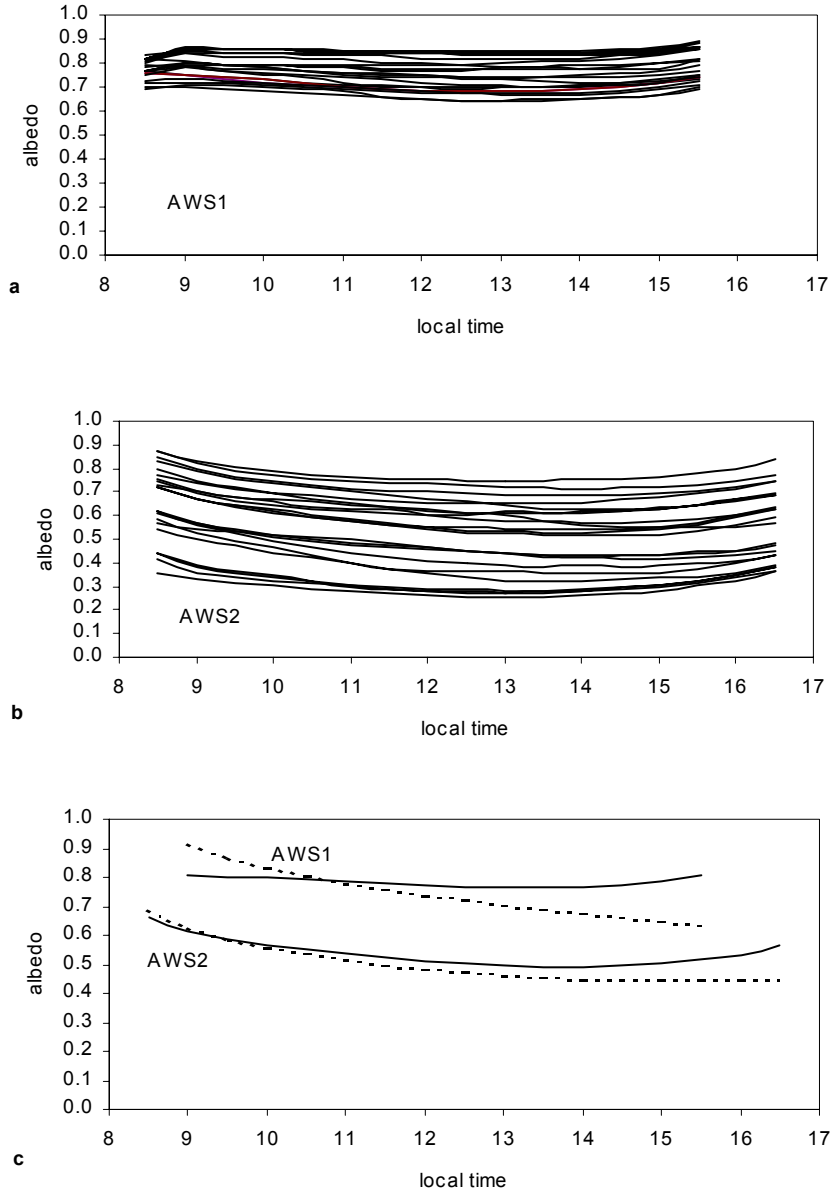


Figure 5. *Correction of the albedo measurements. (a, b) Half-hourly mean values of the corrected albedo measurements at AWS1 and AWS2, respectively, over the selected 22 clear-sky days. Slope corrections were made with equation (2) applied to the pixels located within a circle of a 2.5 m radius centered on the pyranometers. (c) Half-hourly values computed as the averages of the half-hourly values on the 22 clear-sky days. Dashed lines are albedo measurements. Solid lines are corrected values.*

We applied the correction (equation 2) considering this time the mean aspect and the mean slope values (Table 1) of each of the two sites on May 30, 2000 (Figure 6). The result was very close to that obtained by considering the aspect and slope distributions

(Figure 6a). The two surfaces around AWS1 and AWS2 can therefore be considered plane.

The sensitivity of the correction, based on the mean aspect and mean slope values, was examined on both sites. At the AWS1 site, an error of 20° in the estimation of the aspect led to an appreciable error on the corrections (Figure 6b, top). The slopes around AWS2 were too small for an error on the aspect to have an influence on the correction on the albedo (Figure 6b, bottom). Figure 6c shows the sensitivity of the corrections to variations of the slope value of one standard deviation (3.0° at AWS1 and 1.4° at AWS2) from the mean value. At both sites a variation of a few degrees from the mean slope value causes large differences in the correction.

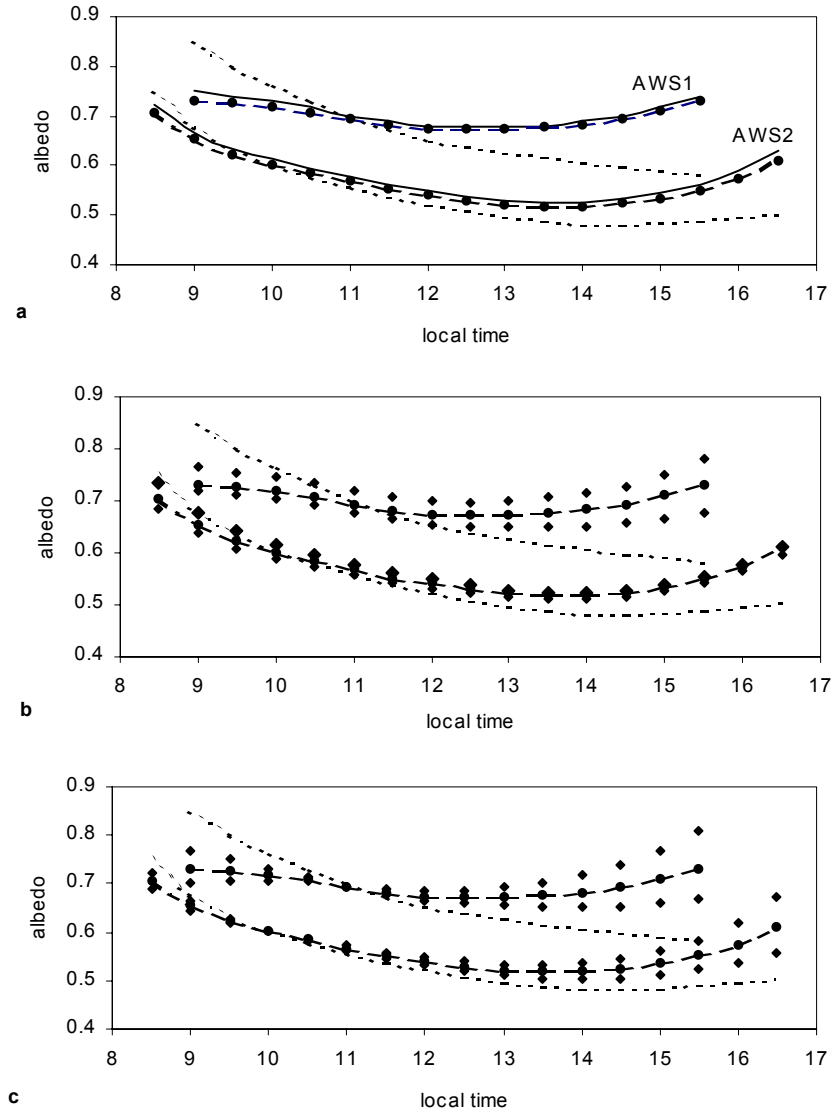


Figure 6. *Sensitivity study on the measurements on May 30, 2000. In each panel, the top (bottom) curves show the values at AWS1 (AWS2). (a, b, c) Dashed lines show*

uncorrected albedo measurements and dots plus dashed lines show corrected albedo, based on the mean slope value and the mean aspect value. Figure 6a compares the corrected albedo, based on the distribution of slopes and aspects of the pixels (solid lines), to the corrected albedo, based on the mean slope value and the mean aspect value (dots plus dashed lines). Figure 6b shows a sensitivity study of the correction according to the aspect of the surface. (top (bottom)) Diamonds show calculations with the mean aspect values plus 20° (minus 20°). Figure 6c shows a sensitivity study of the correction according to the slope of the surface. (top (bottom)) Diamonds show calculations with the mean slope values plus one standard deviation (minus one standard deviation).

In clear weather the substantial albedo reductions observed on Zongo Glacier from morning until evening were measurement artifacts due to the horizontal mounting of radiometers above a sloping surface. A correction of the snow reflectivity measurements is necessary even for small surface slopes (a few degrees).

The roughness of the two surfaces studied was low. In this study, it was possible to make the corrections considering that the surfaces were plane. The correction is very sensitive to the precision of the slope estimation, but also of the aspect value on a surface area of several square meters. Great care must therefore be taken to ensure the precision of the topographic measurements of the surface seen by the downward radiometer.

The corrections improved the parallelism between the albedo changes at the two sites of different slope and aspect distributions. Thus they reduced the measurement problems related to the topographical specificity of the site.

The potential error on the measurements increases with the zenith angle of the solar incidence. If the topography around the measurement site is not precisely known, the most reliable method for determining the daily albedo value is to observe the measurements around solar noon.

Another approach is to make measurements under overcast sky, in which case the errors in the tilt of the sensors have less effect on the albedo measurements. However, to take into account the spectral shift effect of clouds [*Warren*, 1982], measurements would need to be done spectrally so that clear-sky albedo can be estimated by computation.

On each of the sites, the corrections of the slope effect do not alter the parallelism between the diurnal changes of the albedo within a wide range of values (from 0.3 to 0.8). After correction the diurnal changes in the albedo are reduced and a symmetrical change centered on a minimum at solar noon can be observed. The state of the snow transformation does not seem to have an influence on the diurnal changes of albedo. Here we examined measurements during the dry season, during which the fusion rates are low [*Wagnon et al.*, 1999]. Now that the sources of interpretation errors on the albedo

fluctuations can be corrected, a study of the climatic parameters controlling the fluctuations of the surface reflectivity of the Zongo Glacier during the different seasonal cycles can be undertaken.

Acknowledgements. This glaciological program is supported by L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM). We are grateful for the assistance received from IHH (Instituto de Hidraulica e Hídrologia), UMSA (Universidad Mayor de San Andrés), and COBEE (Compania Boliviana de Energia Electrica) in La Paz. We thank Michel Vallon and Michel Fily from the LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble) and two anonymous reviewers for making useful comments on the manuscript. The field work done by B. Pouyaud, R. Gallaire, J. M. Leblanc, J. P. Chazarin, and R. Fuertes was highly appreciated.

V.2.4.f.2 Albédo et réflexions sur les pentes de neige

On examine ici l'influence sur l'albédo des réflexions sur les pentes de neige en rive gauche évoquées au paragraphe V.2.4.e. L'augmentation dans l'après-midi de la radiation solaire globale observée sur la figure V.14 ne modifie pas l'albédo car elle concerne aussi la radiation réfléchie par la surface (figure V.13, p.116, rayons 1 et 2). De toute façon, l'effet de l'augmentation de la radiation globale sur l'albédo est négligeable, comme le montre un calcul où la radiation globale est remplacée par sa valeur en matinée à même angle d'incidence.
L'albédo peut être affecté par la modification spectrale de la radiation ayant subi une double réflexion avant d'atteindre le pyranomètre tourné vers le bas (figure V.13, rayon 2). Puisque la neige absorbe préférentiellement dans le proche infrarouge, la réflexion sur les pentes de neige à l'est tend à enrichir dans le visible la radiation solaire incidente. Ce glissement spectral tend donc à augmenter l'albédo de la neige sous les capteurs. Néanmoins, cet effet n'est pas observable sur les évolutions diurnes de l'albédo corrigé de l'effet de la pente de la surface (figure 6 de Sicart et al., 2001).

V.2.4.f.3 Effets de la pente de surface sur l'albédo de la neige froide : Illimani, 6340 m

Les variations horaires de l'albédo d'un névé froid se transformant lentement sont essentiellement contrôlées par les propriétés du rayonnement incident.
La SMA3 a fonctionné pratiquement deux ans avec de nombreuses pannes à 5550 m sur le glacier du Zongo. Cette station était posée sur la neige et haubanée à des pieux pour maintenir le mât porteur en position verticale. Or, l'haubanage n'était pas suffisamment robuste, et lors des visites de la station (une fois par mois environ) les capteurs étaient généralement trouvés très inclinés, rendant difficile l'interprétation des mesures radiative.

On préfère examiner ici les mesures d'albédo effectuées sur la calotte sommitale de l'Illimani (6340 m) par une paire de pyranomètres Kipp&Zonen SP-Lite ($300 < \lambda < 2800$ nm) du 24 mai au 7 juin 1999. L'Illimani se trouve dans la même Cordillère Orientale que le Zongo, à environ 50 km au sud du Huayna Potosi. La période de mesure est proche du solstice d'hiver (saison sèche) : le minimum diurne de l'angle zénithal solaire, vers 12h30, augmente du 24 mai au 7 juin de 37.3° à 39.3°. En juin, les flux d'ouest ont entraîné la formation de sastrugis (séries de crêtes allongées de neige durcie formées par un vent de direction constante) d'orientation ouest-est, atteignant quelques centimètres de

hauteur à la fin des mesures. La température à 16 cm de profondeur dans la neige n'a pas dépassé -10°C. La surface était plane, légèrement inclinée vers l'est. Les mesures de la pente et de l'orientation de la surface n'ont pas été effectuées.

La figure V.17 montre les variations de l'albédo au cours de six journées de ciel clair. Les mesures avec un angle de zénith solaire supérieur à 70 ont été éliminées afin de s'affranchir des fortes erreurs lorsque le soleil est bas. L'albédo de la neige froide suit une décroissance diurne similaire, mais d'amplitude moindre (la neige fraîche accentue les réflexions multiples), aux décroissances de saison sèche aux stations à SMA1 et SMA2 causées par l'inclinaison de la surface alors que les capteurs sont horizontaux (paragraphe V.2.4.f). Les décroissances diurnes sur l'Illimani sont de plus en plus marquées vers le solstice d'hiver austral, mettant en évidence l'effet de la pente, accentué quand le soleil est bas, sur la mesure d'albédo (figure V.17).

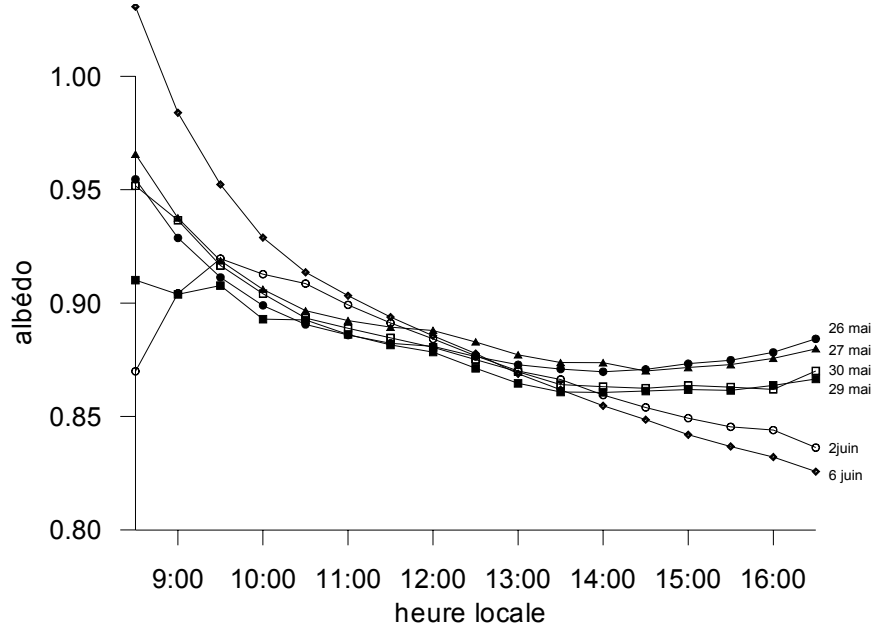


Figure V.17 : moyennes demi-horaires de l'albédo sur l'Illimani (6340 m) de 8h30 à 16h30 heures locales, au cours de 6 journées de ciel clair entre le 24 mai et le 6 juin 1999.

Les mesures d'albédo sont corrigées de l'effet de pente selon Grenfell et al. [1994]. Cette correction, aussi appliquée sur le glacier du Zongo, est sensible à l'orientation de la surface (à 20° près environ) et surtout à son inclinaison (au degré près) (paragraphe V.2.4.f.1).

Les figures V.18 (a) et (b) montrent qu'une inclinaison de la surface de 2° vers l'est suffit à « redresser » les variations de l'albédo. L'effet de la pente est très fort car aucun relief ne cache le soleil qui est à sa position la plus basse de l'année.

La figure V.18 (b) semble montrer une accentuation de la dépendance de l'albédo selon l'angle d'incidence quand le soleil est le plus bas, similaire à ce qu'observent Carroll et Fitch [1981] en Antarctique.

Ici la précision des corrections est limitée par les facteurs suivants :

(i) ni la pente ni l'orientation de la surface ne sont connues

(ii) les erreurs sur la correction géométrique de Grenfell et al. [1994] deviennent importantes quand les variations d'albédo sont très faibles, inférieures à 0.1

(iii) les sastrugis de juin peuvent modifier le cycle diurne de l'albédo

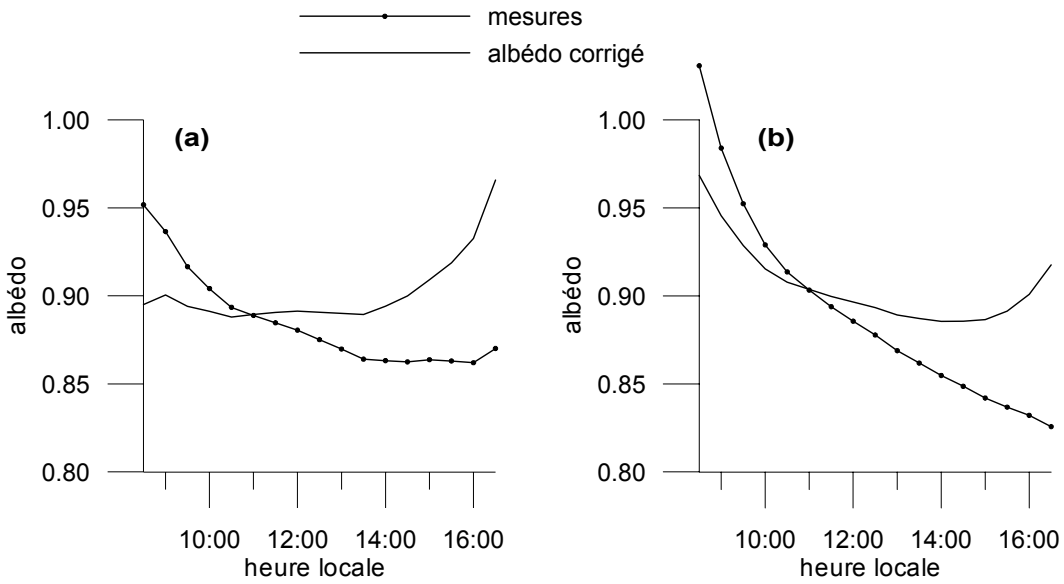


Figure V.18 : albédo mesuré sur le mont Illimani (6340 m) et corrigé de l'effet d'une pente de la surface de 2° vers l'est selon les calculs de Grenfell et al. [1994]. (a) et (b) montrent respectivement les journées du 30 mai et du 6 juin 1999.

V.2.4.f.4 Conclusions

Les jours de ciel clair ont généralement lieu en saison sèche (hiver austral), lorsque la fusion de la neige est réduite. Le cycle diurne de l'albédo de la neige corrigé de l'effet de la pente de surface est de faible amplitude, symétrique autour d'un minimum centré au midi solaire. En saison sèche, les fluctuations de l'albédo semblent donc contrôlées par le cycle diurne de l'angle de zénith solaire. A haute altitude, les réflexions multiples dans la neige froide tendent à réduire l'influence de l'angle d'incidence.

La sublimation, maximale au cours des journées de saison sèche, peut affecter la rugosité microscopique de la surface. Néanmoins aucun effet de la sublimation sur l'albédo du glacier du Zongo ne peut être observé en saison sèche 1999.

Les pénitents et les sastrugis forment une rugosité de plusieurs dizaines de centimètres de hauteur orientée dans une direction privilégiée. Sur l'Illimani, l'influence des sastrugis sur l'albédo ne peut être distinguée de l'effet du cycle diurne de l'angle solaire à cause de la forte perturbation de la pente quand le soleil est bas (figure V.18).
Les sastrugis se forment à haute altitude dans la neige froide alors que l'albédo des pénitents de basses altitudes peut modifier l'ablation. Depuis 1998, le glacier n'a pas été recouvert de pénitents de hauteur supérieure à quelques centimètres. Les mesures d'albédo à 5150 m d'août 1997 sur un champs de pénitents de neige de 10 à 20 cm de haut ne suivent pas de variations diurnes asymétriques qui seraient liées au cycle de l'azimut solaire (non montré). Une étude de l'influence des pénitents sur l'albédo reste à entreprendre. En Antarctique, Wendler et Kelley [1988] étudient l'influence des sastrugis sur l'albédo en appliquant un modèle géométrique qui représente l'ombre projetée par les irrégularités de surface. Un tel modèle peut être adapté à la géométrie des pénitents.

En saison des pluies, les chutes de neige sont fréquentes et la fusion intense entraîne une transformation rapide de la neige mouillée (chapitre IV.2). Les cycles de fusion et de regel provoquent une baisse de l'albédo par grossissement des grains, augmentation de la rugosité et diminution de l'épaisseur de neige. Les poussières s'accumulent en surface où leur effet sur l'albédo est fort et provoquent une réduction de l'albédo plus marquée dans la neige transformée à gros grain de saison des pluies que dans la neige froide [Warren et Wiscombe, 1980]. Néanmoins, les journées de ciel clair sont trop rares en saison des pluies pour examiner l'effet sur l'albédo de la transformation de la neige indépendamment de l'effet des nuages.

V.2.4.g Radiation globale et albédo par ciel nuageux

L'albédo de la surface du glacier varie selon l'épaisseur et l'altitude des nuages [Warren, 1982]. Les nuages sont les plus fréquents en saison des pluies et sont généralement d'origine convective et de basses altitudes (paragraphe IV.2.1). Des cumulonimbus se forment fréquemment en fin de matinée, donnant des précipitations de neige ou de grésil sur le glacier dans l'après-midi. L'atténuation du rayonnement solaire par les nuages est maximale au cours des après-midi de saison des pluies (figure 2 de Sicart et al., 2002). Au cours des journées couvertes, la radiation solaire globale suit un cycle diurne asymétrique : à même angle d'incidence solaire, l'éclairement est plus élevé le matin que l'après-midi (figure V.19). On peut noter que lors des matinées découvertes des journées partiellement nuageuses, généralement en été (saison des pluies), l'éclairement solaire est

plus fort que l'éclairement des journées de ciel clair qui sont concentrées en hiver (saison sèche) (figure V.19).

Les dépôts de neige sur le pyranomètre orienté vers le ciel entraînent des hausses artificielles de l'albédo qui peuvent être incorrectement attribuées à la présence de nuages. Malheureusement, les fréquentes précipitations solides de faible intensité sont difficiles à détecter au pas horaire (paragraphe IV.2.1).

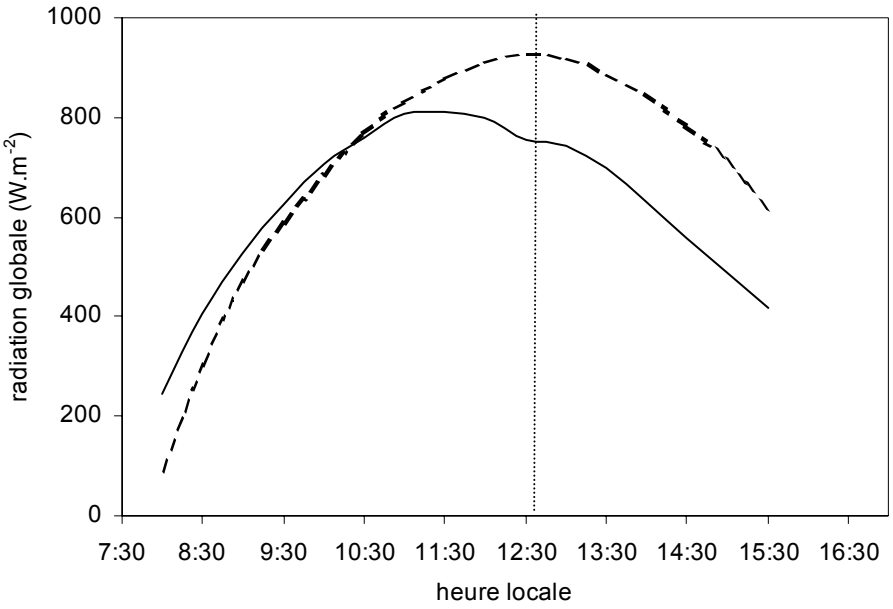


Figure V.19 : valeurs demi-horaires de la radiation globale à 5050 m (SMA1). Moyennes sur l'année 1998-99 des jours couverts (0.8 < nébulosité < 1, trait continu) et des 34 jours de ciel clair (tirets). Les journées d'accumulation de neige ont été éliminées.

La figure V.20 montre les variations de l'albédo et de la radiation globale au cours de deux journées sans précipitation : 14 août 1999 et le 11 avril 2000. Les augmentations de la radiation globale sont associées à des baisses de l'albédo de l'ordre de 0.1 à 0.2 (entre 10 et 25 %) (figures V.20 (a), (b) et (c)). J'ai vérifié par l'observation de plusieurs journées couvertes que les nuages ne sont jamais associés à une baisse de l'albédo. Les artefacts de mesure causés par la pente de la surface alors que les capteurs sont positionnés horizontalement ne modifient pas l'augmentation de l'albédo par les nuages (figure V.20 (c)).

Les nuages affectent l'ensemble du bilan d'énergie en surface, et donc les processus de transformation de la neige, d'autant plus que la période de plus forte nébulosité est aussi la période de plus forte fusion (saison des pluies).

Les passages nuageux entraînent généralement une baisse de l'énergie incidente comme le montrent les baisses de température de l'air du 11 avril 2000 (figure V.20 (d)). Néanmoins, sur une surface de neige réfléchissant fortement le rayonnement solaire, l'émission radiative thermique des nuages peut compenser la réduction de l'éclairement solaire (paragraphe VI.3.6).
L'augmentation de l'albédo par les nuages ne peut pas être provoquée par une accentuation de la fusion. Un éventuel regel de l'eau de fonte autour des grains causé par une baisse de la radiation nette affecte peu l'albédo car la glace et l'eau ont des propriétés optiques similaires dans le spectre solaire. Par contre, lorsque les nuages réduisent la fusion, le ressuyage de l'eau de fonte dans le manteau neigeux peut contribuer à augmenter l'albédo.

Le 11 avril, l'albédo « réagit » très rapidement à l'augmentation de la nébulosité peu avant 15 h (figure V.20 (c)) alors que la température de l'air varie peu, restant supérieure à 0°C (figure V.20 (d)). La rapidité de l'augmentation de l'albédo lors des passages nuageux tend à montrer qu'elle est causée par une modification du rayonnement solaire incident.

L'effet des nuages semble indépendant de l'angle d'incidence solaire relativement à l'angle effectif d'un éclairement purement diffus (50°) (figures V.20 (a), (b) et (c)). Les nuages modifient donc l'albédo essentiellement par enrichissement dans le visible de la radiation solaire (paragraphe V.2.4.b). De nombreux auteurs ont noté que l'effet spectral des nuages domine la modification de l'angle d'incidence solaire [voir la revue de Warren, 1982 ; Yamamouchi, 1983 ; Konzelmann et Ohmura, 1995]. Les augmentations de l'albédo par les nuages qui sont reportées dans la littérature sont de l'ordre de 5 à 15 %, soit du même ordre de grandeur que les observations sur le glacier du Zongo.
Se distinguant de la plupart des observations, Hubley [1955] observe un effet des nuages qui dépend de l'angle d'incidence solaire. Caroll et Fitch [1981] montrent que pour de forts angles de zénith solaire, la modification de l'angle d'incidence par les nuages compense et même dépasse l'effet spectral. La raison en est que la dépendance de l'albédo selon l'angle solaire est plus accentuée quand le soleil est bas. Sur le glacier du Zongo, l'éclairement solaire est toujours sous faibles angles zénithaux en raison de l'ombre des reliefs en début de matinée et en fin d'après-midi.

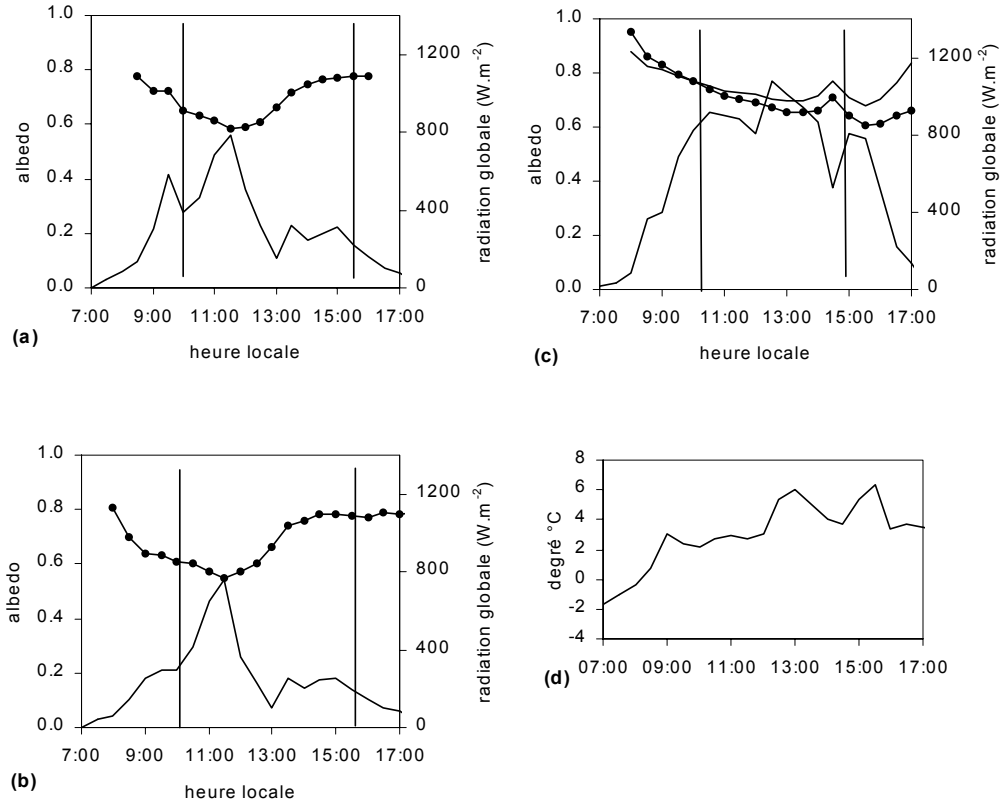


Figure V.20 : valeurs demi-horaires de l'albédo (courbe + points) et de la radiation globale (courbe continue) au cours de deux journées nuageuses. (a) et (b) montrent les mesures du 14 août 1999 à la SMA2 et à la SMA1, respectivement. (c) montre les mesures du 11 avril 2000 à la SMA1. (d) montre la température de l'air le 11 avril 2000. L'albédo corrigé selon la distribution des pentes et des orientations de la surface [Sicart et al., 2001] est montré par la courbe sans points dans (c). Les lignes verticales délimitent les périodes d'angles de zénith solaire inférieur à l'angle effectif d'un éclairement purement diffus (50°).

Sous les tropiques, le soleil est haut tout au long de l'année. Les effets des nuages sur les distributions spectrales et angulaires du rayonnement incident tendent à se cumuler pour augmenter l'albédo de la surface du glacier. Une telle conjonction, rendant les effets spectraux et angulaires des nuages difficiles à distinguer, est aussi observée aux latitudes moyennes lorsque les mesures sont effectuées en milieu de journée [ex. Conway, 1996].

Au cours de l'année 1998-99, la SMA2 a enregistré 241 maxima journaliers de la radiation globale supérieurs au maximum d'ensoleillement potentiel (figure V.21). La mesure la plus élevée de l'année était de 2066 $W.m^{-2}$, soit 1.5 fois la constante solaire. Le

maximum est mesuré aux alentours du midi solaire : entre 11 h et 14 h pour 75 % des journées (figure V.22).

Ainsi, environ deux jours sur trois, les mesures en milieu de journée dépassent au moins une fois par jour l'ensoleillement théorique maximum, atteignant fréquemment des valeurs très élevées, proches de 2000 $W.m^{-2}$.

Ces valeurs très fortes d'éclairement solaire peuvent refléter des erreurs sur l'enregistrement du maximum (qui peut reposer sur une seule mesure). Néanmoins, chaque année les deux stations SMA1 et SMA2 enregistrent une fréquence similaire de dépassement de la constante solaire par la radiation globale, qui ne peut donc pas être causée uniquement par des erreurs de mesure. Par contre, les maxima d'éclairement solaire enregistrés en début de matinée ou en fin d'après-midi sont sans doute causés par des erreurs de mesure (environ 20 % des jours de l'année, figure V.22).

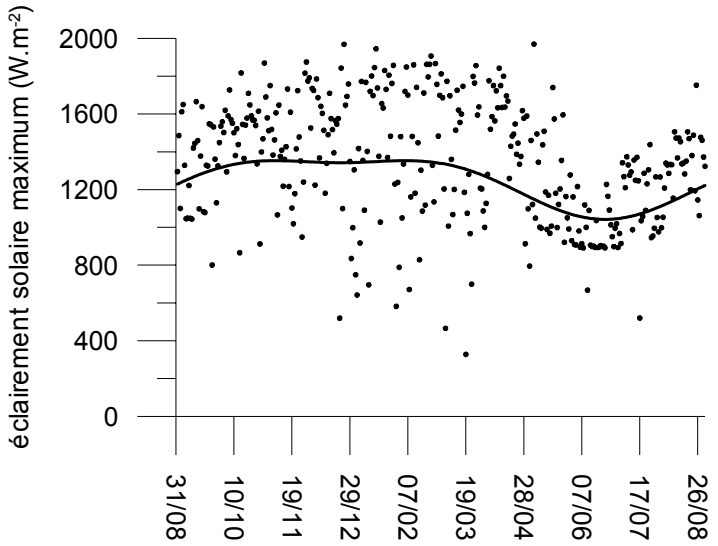


Figure V.21 : valeurs maximales journalières de l'éclairement solaire au cours de l'année 1998-99. Les points représentent les maximaux mesurés par la SMA2 (pas de temps de 20 s). La courbe représente la radiation solaire potentielle au midi solaire calculée selon Paltridge et Platt [1976, p.53].

Le renforcement de la radiation solaire est dû à la diffusion multiple entre la surface de neige très réfléchissante et la base des nuages. Il a été observé dans les Andes péruviennes [Hastenrath, 1978], au Groenland [Bintanja et Van den Broecke, 1996], et dans l'Arctique [Vowinckel et Orvig, 1962 ; Wendler et al., 1981 ; Rouse, 1987]. Obled et Harder [1979] calculent par des considérations géométriques que les réflexions multiples entre les nuages et la surface de neige entraînent une augmentation de 50 % de l'éclairement solaire diffus. De plus, les réflexions multiples entre la surface et les nuages entraînent un enrichissement du rayonnement solaire en radiation visible qui provoque

une augmentation de l'albédo de surface (figure V.20), contribuant aussi à l'accentuation de la radiation solaire [ex. Wendler et Kelley, 1988].

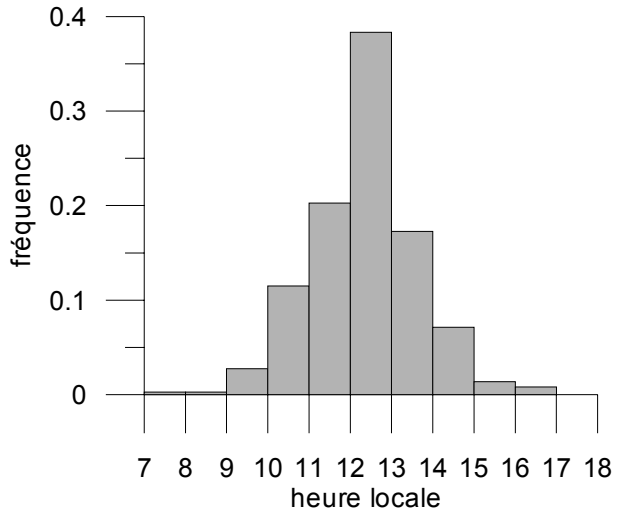


Figure V.22 : histogramme des maximaux journaliers de la radiation globale à la SMA2 au cours de l'année 1998-1999.

V.2.4.h Conclusions sur le bilan radiatif solaire

Les pyranomètres sont des instruments plutôt fiables et précis : le signal enregistré étant fort, les erreurs relatives sont faibles généralement. Les incertitudes sur les mesures de la radiation globale et de l'albédo sont au mieux de l'ordre de ± 5 % et de ± 10 %, respectivement.

En raison de la haute altitude, le facteur de transmission solaire de l'atmosphère est élevé par ciel clair : de l'ordre de 88 % lorsque le soleil est au zénith. Les variations saisonnières de la radiation globale sont contrôlées par les nuages alors que les variations spatiales sont contrôlées par la pente locale et le relief environnant (effet de masque et réflexion sur les pentes de neige).

Par ciel clair, la position horizontale des pyranomètres, alors que la pente de la surface est légèrement orientée vers l'est, entraîne un artefact de mesure sous la forme d'une décroissance diurne de l'albédo. Les mesures sont corrigées selon les distributions des pentes et des orientations des éléments de surface « vus » par le capteur hémisphérique.

Lors de l'installation progressive de la saison des pluies de septembre à décembre, l'albédo en zone d'ablation varie continuellement entre 0.2 et 0.9 d'un jour sur l'autre

suite aux chutes de neige recouvrant temporairement la surface de glace en fusion. En saison des pluies, la neige se maintient bas en altitude et l'albédo à 5150 m reste supérieur à 0.55. La saison sèche est une période de faible ablation interrompue par de rares événements de précipitations. L'albédo de la neige diminue lentement vers l'albédo du névé.

Des mesures de réflectances spectrales ont mis en évidence l'effet des poussières dans la neige sur la diminution de l'albédo visible. Dans la zone externe des tropiques, les sources de poussières sont proches des glaciers et les précipitations sont assez faibles, nulles même plusieurs mois par an, entraînant sans doute une forte concentration d'impuretés à la surface des glaciers.

En saison sèche, les variations diurnes de l'albédo par ciel clair sont liées au cycle de l'angle zénithal solaire. En saison des pluies, l'albédo est contrôlé par la transformation rapide de la neige en fusion (décroissance de l'albédo) et par les nuages (légère augmentation de l'albédo).
Les erreurs de mesure de l'albédo sont essentiellement liées (i) aux précipitations de saison des pluies et (ii) à la pente de la surface les journées de ciel clair de saison sèche. Les perturbations par ciel clair tendent à se compenser sur la journée alors qu'un dépôt de neige sur le capteur entraîne un biais sur l'albédo journalier.

La nature des précipitations est un facteur de variation de l'albédo mal connu, mais sans doute important. Lors des précipitations convectives de saison des pluies, des chutes de grésil (grains de glace ronds et « gris ») sont parfois observées près du front du glacier, entraînant un albédo plus faible que pour la neige. L'étude des variations de la limite « grésil-neige » nécessite des observations systématiques de la nature des précipitations en relation avec la température et l'humidité de l'air.

V.2.5 Les flux radiatifs de grande longueur d'onde

V.2.5.a Introduction

Sur les surfaces de neige réfléchissant fortement la radiation solaire, les flux radiatifs de grande longueur d'onde peuvent dominer le bilan radiatif. Selon Hastentrath et Kruss [1992], l'augmentation du bilan radiatif de grande longueur d'onde a contribué au recul des glaciers du Mont Kenya de 1963 à 1987.
En saison des pluies sur le glacier du Zongo, les variations de la radiation de grande longueur d'onde affectent fortement le bilan d'énergie car la ligne de neige est basse et les nuages sont fréquents.

Le flux incident de grande longueur d'onde provient des émissions de l'atmosphère et du relief alors que les pertes sont par émission de la surface. Le facteur d'émission de la glace est proche de 1, alors que le facteur d'émission de l'atmosphère varie de 0.5 à 1 environ. Le bilan radiatif de grande longueur d'onde est généralement une perte d'énergie pour le glacier. Par ciel clair, l'éclairement atmosphérique dépend principalement des bandes d'émission de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone. Par ciel nuageux, l'éclairement dépend aussi de la fraction du ciel couverte par les nuages (nébulosité) et de l'altitude de la base des nuages. En raison de la décroissance de la température avec l'altitude, les nuages les plus bas émettent le plus.
L'émission de la surface dépend du facteur d'émission de la glace ou de la neige et de la température de la surface (équation V.3). La température d'émission est une température « épidermique » (« skin température »), c'est-à-dire celle des premiers dixièmes de millimètres. Elle résulte de l'ensemble des flux d'énergie par conduction au sein de la couche de surface où s'effectuent les transferts d'énergie (équation II.9), et est bornée à 0°C lorsque la surface est en fusion.

La glace est souvent considérée comme un corps noir [ex. Brugman, 1991 ; Bintanja et Van Den Broeke, 1995, Hock, 1998, Wagnon, 1999]. Selon Dozier et Warren [1982], le facteur d'émission de la neige intégré sur l'ensemble des longueurs d'onde de 3 à 50 μm est de 0.985 - 0.990, indépendamment de la densité, de la forme du gain et du contenu en eau liquide. Les plus fortes valeurs (0.988 - 0.990) correspondent à des rayons de grain supérieurs à 75 μm. Kondratyev [1969] et Müller [1985] proposent des valeurs légèrement plus faibles : entre 0.97 et 0.99. Selon Mellor [1977] la valeur du facteur

d'émission de la glace la plus généralement acceptée est de 0.97 (et des valeurs aussi faibles que 0.82 ont été mesurées !).
Une diminution du facteur d'émission de 1 à 0.97 amène une augmentation de la température de surface apparente assez forte : 2°C dans la gamme de –10 à 0°C. Sur le glacier du Zongo, la neige se transforme vite et les grains sont toujours de grande taille (chapitre IV.2). On considère ici un facteur d'émission de la surface du glacier égal à 0.99, correspondant à une existence radiative de 312 $W.m^{-2}$ à 0°C.

Contrairement à la radiation solaire, les flux de grande longueur d'onde ont été très peu étudiés sur le glacier. Le paragraphe V.2.5.b examine la précision de la mesure des deux pyrgéomètres installés sur la SMA1 (5050 m) depuis le 29 juillet 1999 (tableau III.4). Le paragraphe V.2.5.c analyse les facteurs de variations spatiale et temporelle de ces flux.

V.2.5.b Précision de la mesure

La mesure de la radiation de grande longueur d'onde est généralement associée à une précision de l'ordre de ± 5 % à ± 10 % [ex. Olyphant, 1986 ; Wendler et al., 1988 ; Guyot, 1991, p.93 ; Konzelmann et al., 1994 ; Kipp&Zonen, 1995]. Aux sources d'erreurs communes à toutes les mesures de la radiation évoquées dans le chapitre V.1, s'ajoutent pour les pyrgéomètres des erreurs liées aux interférences de la radiation solaire. Elles sont dues aux échanges de radiation de grande longueur d'onde et de chaleur sensible entre le capteur et la coupelle, et dans une moindre mesure à la transmission de la radiation solaire à travers la coupelle [Enz et al., 1975 ; Halldin et Lindroth, 1992].
Le pyrgéomètre peut être maintenu à l'abri de la radiation solaire par un écran annulaire [ex. Yamamouchi et Kawaguchi, 1984 ; Konzelmann et Ohmura, 1995]. Afin d'éviter l'ajustement en continu de l'écran à la position du soleil, Philipona et al. [1995] utilisent un écran fixe au sud du capteur projetant une ombre uniforme au midi solaire, quel que soit le zénith solaire, lorsque la perturbation est maximale. Néanmoins l'émission de l'écran peut perturber les mesures [Enz et al., 1975].

Les corrections des mesures sans écran considèrent généralement que l'erreur est proportionnelle à la radiation solaire globale. La correction proposée par Halldin et Lindroth [1992] diminue linéairement de 7.3 % à 2.6 % de la radiation globale lorsque la vitesse de vent augmente de 0 à 2 $m.s^{-1}$. Culf et Gash [1993] déduisent de mesures à l'ombre une correction de 2.7 % de la radiation globale. La notice du pyrgéomètre de la SMA1 mentionne une correction similaire de 2.5 % de la radiation globale [Kipp&Zonen,

1995]. Obleitner et de Wolde [1999] proposent une correction deux fois moindre : 1.2 % de la radiation globale.
Une erreur sur l'éclairement atmosphérique (Rl↓) de 2.5 % de la radiation globale entraîne un biais maximum égal à 15 % (34 $W.m^{-2}$) pour les mesures demi-horaires de l'année 1999-00. Le biais est réduit pour les valeurs journalières : il est en moyenne de 2 % et au maximum de 5 %. La perturbation n'est donc pas négligeable par rapport à la précision de l'instrument.

On ne dispose pas de référence pour calibrer les pyrgéomètres CG3 sur le glacier du Zongo. Le paragraphe V.2.3 a montré que les écarts entre les signaux des différents bilanmètres dépendent peu de la vitesse du vent qui reste faible sur le glacier (< 5 $m.s^{-1}$). L'influence de la vitesse du vent n'est donc pas considérée ici.

Yamamouchi et Kawaguchi [1984] ajustent une correction de l'éclairement de grande longueur d'onde (Rl↓) par minimisation de la corrélation avec la radiation solaire. La figure V.23 montre les mesures d'une journée de ciel clair par fort ensoleillement d'été austral. La paramétrisation de Rl↓ selon Brutsaert [1975] montre l'augmentation au cours de la journée de l'éclairement atmosphérique avec la température et le facteur d'émission de l'atmosphère, lui-même augmentant avec la température et l'humidité. L'augmentation observée de Rl↓ est due à l'augmentation de la température et du facteur d'émission de l'atmosphère, mais aussi aux perturbations de la radiation solaire. La forte augmentation de Rl↓ en fin de journée est due à l'arrivée des nuages.
Une correction de 1.2 % de la radiation globale réduit les perturbations du rayonnement solaire, améliorant l'accord avec la paramétrisation de Brutsaert [1975]. Néanmoins, l'incertitude sur la paramétrisation de Brutsaert [1975] est forte au pas horaire. De plus, il est difficile de distinguer la perturbation directe de la radiation solaire de l'augmentation réelle de l'éclairement atmosphérique dans la journée car les deux variations sont d'amplitudes similaires et ne sont pas indépendantes : l'augmentation de la température de l'atmosphère est liée à la radiation solaire.

Des mesures à cinq minutes d'intervalle de l'éclairement atmosphérique à l'ombre d'un écran annulaire ont été effectuées le 29 mai 2001. Le positionnement et le retrait de l'écran causaient une variation de l'éclairement atmosphérique de l'ordre de 2 % de la radiation globale. Lors de l'expérience, le facteur d'émission de l'atmosphère était fort à cause de nuages (l'humidité relative mesurée était proche de 80 %), ce qui empêche toute

comparaison avec des mesures sans écran et par ciel clair lorsque la perturbation solaire est maximale.

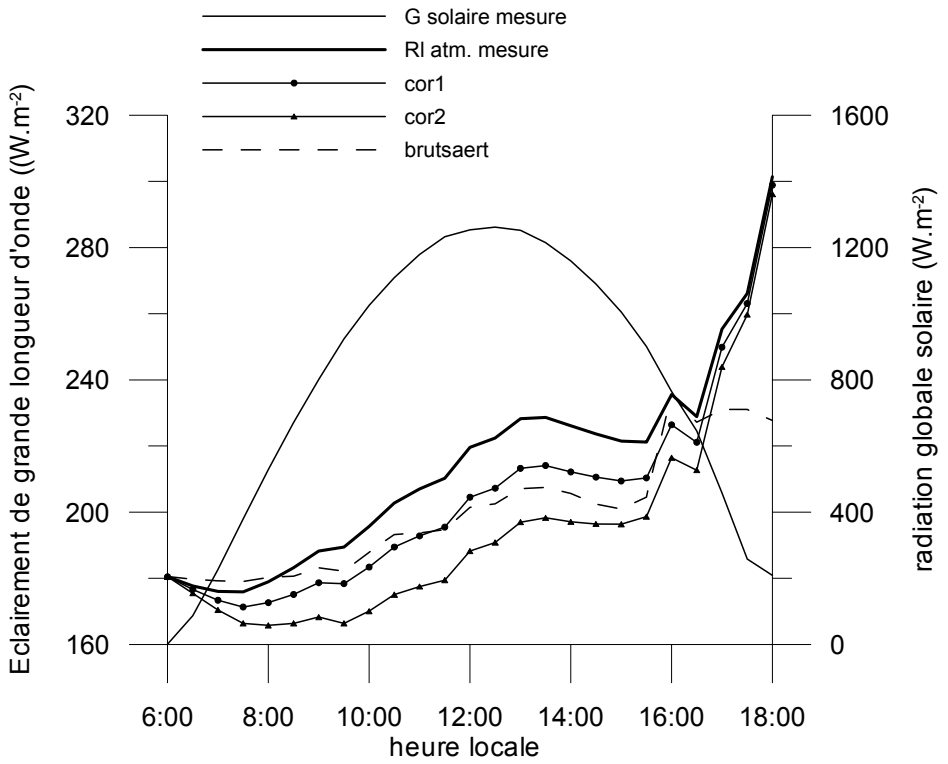


Figure V.23 : puissances demi-horaires de la radiations globale solaire (G) et de la radiation atmosphérique (Rl_{atm}) au cours de la journée du 12 novembre 1999. L'axe Y de gauche se rapporte à Rl_{atm}. L'axe Y de droite se reporte à G. les éclairements de grande longueur d'onde cor1 et cor2 sont les corrections de Rl_{atm} selon respectivement 1.2 % et 2.5 % de G (cor = Rl atm. – kG). La courbe en pointillé (Brutsaert) montre l'éclairement atmosphérique calculé par : 1,24 $(e/T)^{1/7} \sigma T^4$, où e est la pression de vapeur d'eau (hPa) et T est la température de l'air (K) [Brutsaert, 1975].

Le pyrgéomètre orienté vers la surface en fusion peut être calibré car la température de surface est fixée et car le facteur d'émission dépend peu des caractéristiques de la neige. Selon la loi de Kirchlof, le facteur d'absorption de la glace égale le facteur d'émission ε (paragraphe V.2.1). Le capteur orienté vers le bas mesure la somme des flux émis $\varepsilon\sigma T^4$ et réfléchi $(1-\varepsilon)$ Rl↓.

La figure V.24 montre la température de surface du glacier déduite de l'existence radiative de la surface lors d'une semaine de beau temps de mai 2000. La surface était recouverte de neige en fusion en milieu de journée alors que la température de surface mesurée atteint + 2 à +3°C (correspondant à un excès de Rl↑ de 8 à 12 $W.m^{-2}$).

La radiation solaire pénètre dans la neige alors que les pertes radiatives ont lieu juste en surface, entraînant généralement un maximum de température un à deux centimètres sous la surface. La température d'émission n'est donc pas exactement la température de la couche où a lieu la fusion. Néanmoins, on considère ici que la différence est faible.

Les transferts radiatifs dans la couche d'air entre la surface et le capteur ne peuvent être à l'origine de l'excès de Rl↑ [Plüss et Ohmura, 1996]. Il est très peu probable que l'émission des poussières contenues dans la neige modifie la température d'émission apparente.

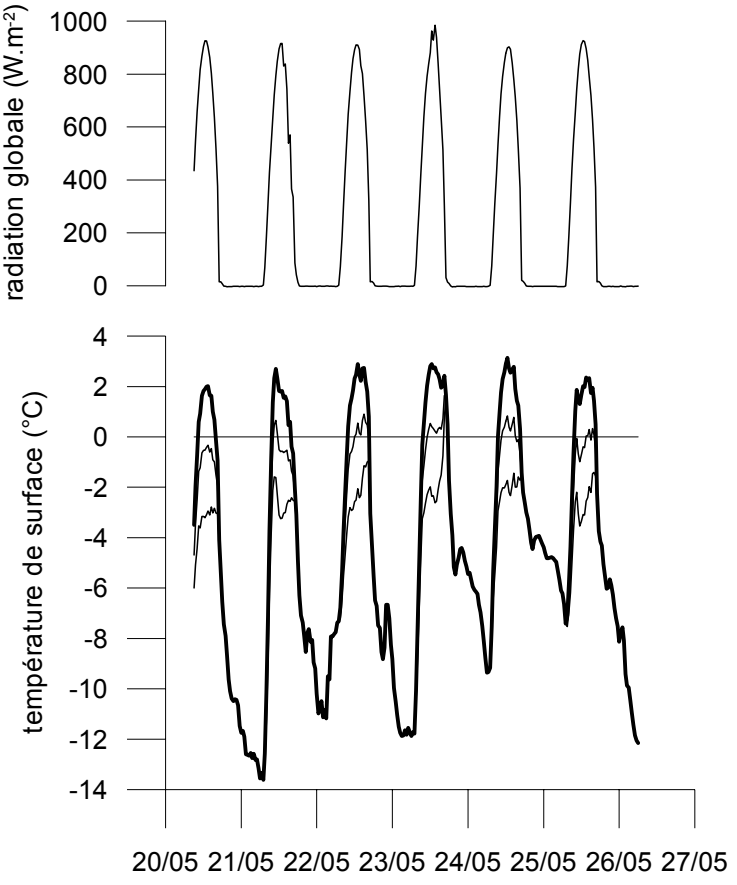


Figure V.24 : valeurs demi-horaires de la température de surface (graphe du bas) et de la radiation solaire globale (graphe du haut) à 5050 m du 20 au 26 mai 2000. La température de la surface est déduite de l'émission de la surface (Rl↑) selon l'équation V.3 (courbe en gras). Les courbes en trait fin représentent les températures déduites de Rl↑ corrigée de 1.2 % et de 2.5 % de la radiation globale de haut en bas, respectivement.

L'excès de l'existence radiative de la surface est donc essentiellement causé par les perturbations de la radiation solaire. La correction du pyrgéomètre par 2.5 % de la radiation globale est trop forte alors que le facteur 1.2 % est plus approprié (figure V.24).

La perturbation de la radiation solaire est moins forte pour le pyrgéomètre orienté vers la surface que pour celui orienté vers le ciel. La neige fraîche, fortement réfléchissante, tend à diminuer la différence de perturbations entre les deux instruments. Le facteur de correction du pyrgéomètre orienté vers le bas dépend donc aussi de l'albédo.

Finalement, on choisit de corriger les mesures de Rl↓ par 2 % de la radiation globale. Deux méthodes de corrections de Rl↑ sont possibles : borner l'émission de la surface à 0°C ou la corriger selon la radiation solaire. Ces deux méthodes sont en fait équivalentes car la température de la surface en zone d'ablation atteint 0°C tous les jours de l'année. On choisit de borner les mesures de Rl↑ à 312 $W.m^{-2}$ correspondant à l'existence radiative de la surface en fusion.

Les perturbations sur chaque pyrgéomètre d'orientations opposées tendent à se compenser ou à entraîner une légère surestimation du bilan Rl. L'excès du signal du bilanmètre Q7 par rapport au CNR1 qui comprend les pyrgéomètres (chapitre V.2.3.c) ne peut donc pas être causé par des erreurs sur les pyrgéomètres.

Les erreurs de mesure des flux radiatifs de grande longueur d'onde sont causées par l'interférence de la radiation solaire par ciel clair et par les dépôts de neige sur la coupelle du capteur orienté vers le ciel lors des précipitations (surtout en saison des pluies). La précision après correction de 2 % de la radiation globale est au mieux de l'ordre de ± 10 %.

V.2.5.c Facteurs de variation

V.2.5.c.1 Variations au cours de l'année

La figure V.25 et le tableau V.5 montrent l'évolution des flux radiatifs de grande longueur d'onde au cours de l'année 1999-00. Le bilan est généralement négatif, atteignant - 120 $W.m^{-2}$ (–10 $MJ.m^{-2}$ par jour), sauf au cœur de la saison des pluies où il atteint entre + 10 et + 20 $W.m^{-2}$ (entre 1 et 2 $MJ.m^{-2}$ par jour). L'émission de la surface varie peu : entre 280 et 312 $W.m^{-2}$ pour une moyenne de 304 $W.m^{-2}$ (tableau V.5), correspondant à une variation de la température moyenne de la surface de - 9°C en saison sèche à 0°C en saison des pluies.
Alors que la valeur du bilan Rl est dominée par les pertes radiatives (Rl < 0), les fluctuations de Rl sont contrôlées par la radiation incidente dont l'amplitude des

variations est quatre fois supérieure à celle de l'émission (tableau V.5, figure V.25). En particulier, le bilan Rl augmente avec les nuages en raison d'une forte augmentation du flux incident.

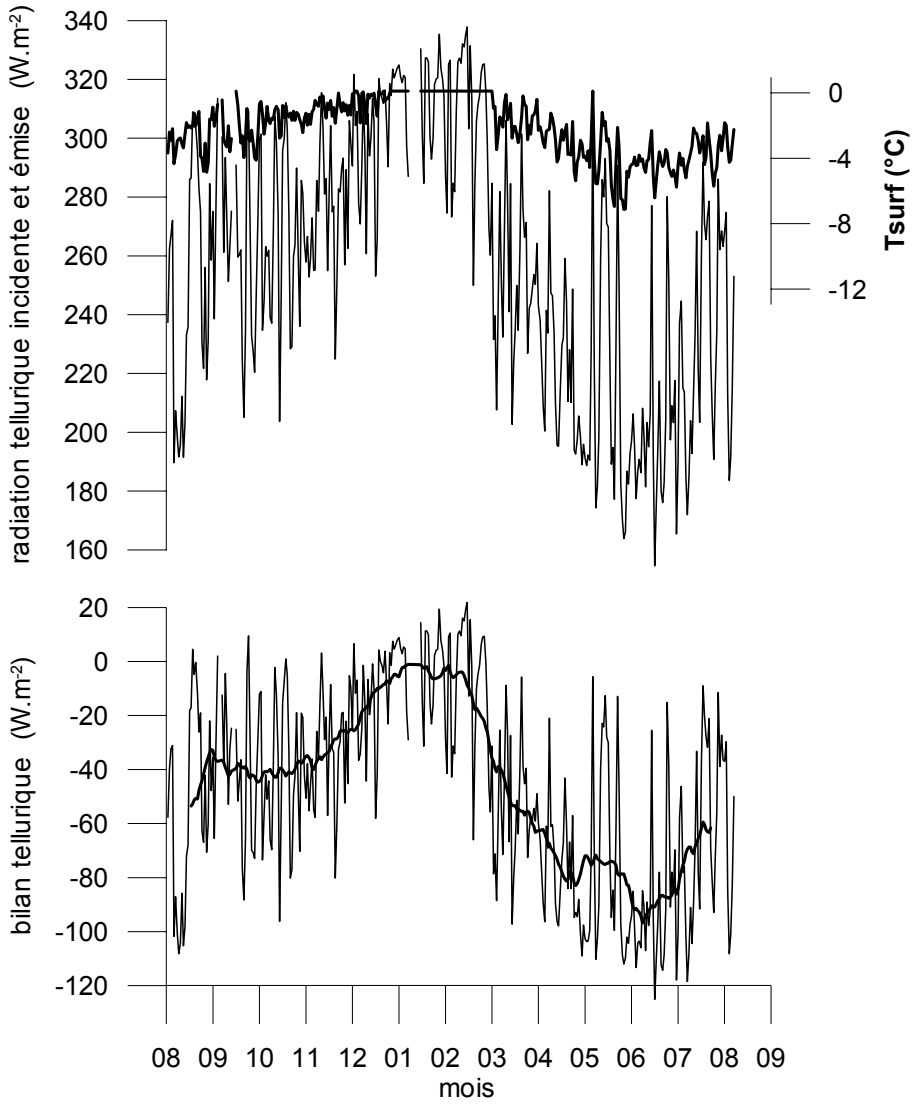


Figure V.25 : moyennes journalières des flux radiatifs de grande longueur d'onde à 5050 m sur l'année 1999-00. Le graphe du haut représente l'éclairement atmosphérique (trait fin) et l'existence radiative de la surface (trait gras). L'axe des ordonnées de droite montre la température de surface déduite de Rl↑. Le graphe du bas montre le bilan de grande longueur d'onde et sa moyenne mobile glissante sur 31 jours.

En saison des pluies, l'éclairement atmosphérique est toujours fort en raison de la forte humidité de l'atmosphère et des fréquents nuages. En saison sèche, l'évolution des valeurs minimales de l'éclairement atmosphérique représente l'émission de l'atmosphère non nuageuse, variant de quelques $MJ.m^{-2}$ par jour selon l'humidité et la température de

l'atmosphère. Rl↓ est faible en raison de la faible épaisseur atmosphérique (le minimum est de 14 $MJ.m^{-2}$ par jour au cœur de la saison sèche).

Les variations de l'éclairement atmosphérique sont maximales, jusqu'à une centaine de $W.m^{-2}$ d'un jour sur l'autre, lorsque des épisodes de mauvais temps (forte humidité de l'air et nuages) surviennent dans l'atmosphère de faible facteur d'émission de saison sèche.
L'augmentation de Rl↓ dépend aussi du type de nuage : l'augmentation est plus forte pour les cumulonimbus de basse altitude que pour les altostratus ou cirrostratus de haute altitude associés aux perturbations d'hiver.

Tableau V.5 : moyennes mensuelles et annuelles des flux radiatifs de grande longueur d'onde à 5050 m (SMA1) au cours de l'année hydrologique 1999-2000.

Mois	**Eclairement atmosphérique (Rl↓, $W.m^{-2}$)**	**Existence de la surface (Rl↑, $W.m^{-2}$)**	**Bilan radiatif tellurique (Rl, $W.m^{-2}$)**
Sept.	247	300	-53
Oct.	266	303	-37
Nov.	265	307	-42
Déc.	280	311	-31
Jan.	305	312	-7
Février	311	311	0
Mars	299	312	-13
Avril	252	306	-54
Mai	217	298	-81
Juin	217	292	-74
Juill.	204	291	-87
Août	235	297	-62
Année	*257*	*304*	*-47*

En raison de la faible épaisseur de la couche atmosphérique, les valeurs de Rl↓ sont plus faibles que les éclairements dans montagnes plus basses des moyennes latitudes (entre 240 et 380 $W.m^{-2}$) [ex. Greuell et al., 1997 ; Olyphant, 1986a]. A 1155 m d'altitude sur la calotte groenlandaise, Konzelmann et Ohmura [1995] observent des éclairements atmosphériques compris entre 180 et 320 $W.m^{-2}$, proches des valeurs sur le glacier du Zongo. Au Groenland, la plus basse altitude tendant à entraîner un plus fort éclairement atmosphérique que sur le glacier du Zongo est compensé par une atmosphère plus froide et par le rétrécissement de la troposphère à haute latitude.

Dans une atmosphère très froide de haute altitude et de haute latitude, Yamamouchi et Kawaguchi [1984] observent en Antarctique (2230 m d'altitude) un éclairement atmosphérique bien plus faible, variant sur l'année entre 90 et 240 $W.m^{-2}$.

Peu de mesures ont été publiées à très haute altitude. A 3900 m sur le glacier n°1 du Tianshan en Chine (42°N), Konzelmann [1990] observe un éclairement atmosphérique journalier variant entre 220 et 300 $W.m^{-2}$ sur les trois mois d'été. La plus basse altitude et la restriction aux valeurs d'été entraînent des valeurs minimales de Rl↓ plus fortes que sur le glacier du Zongo. Les nuages ne sont pas assez fréquents ou assez bas sur le glacier du Tianshan (cumulus et stratus) pour entraîner des fortes valeurs de Rl↓ pouvant compenser Rl↑, et le bilan radiatif de grande longueur d'onde ne dépasse par – 10 $W.m^{-2}$.

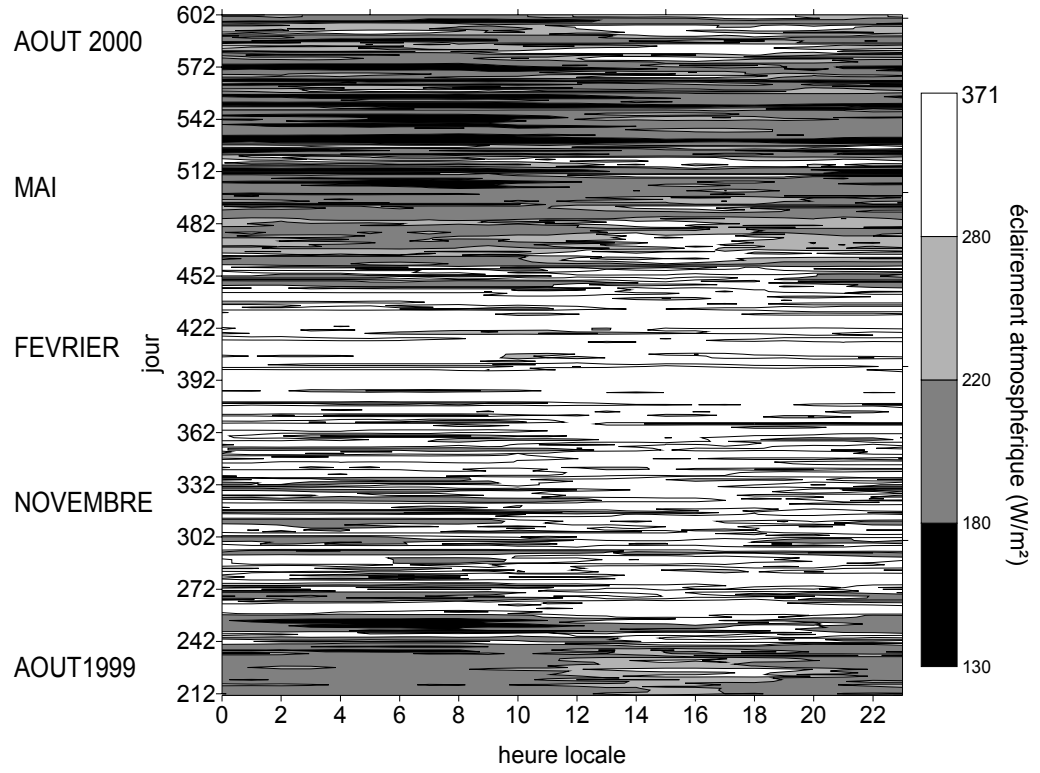


Figure V.26 : puissance horaire de la radiation atmosphérique à 5050 m d'août 1999 à août 2000. L'axe des abscisses montre l'heure et l'axe des ordonnées montre le jour. Le pas d'échelle des contours Rl↓ (couleurs) est arbitraire.

Les figures V.26, V.27 et V.28 montrent les évolutions sur l'année 1999-2000 des fluctuations horaires de l'éclairement atmosphérique, de la température de surface et du bilan de grande longueur d'onde, respectivement. Le flux incident Rl↓ varie peu au cours de la journée (figure V.26). Par ciel clair, l'éclairement atmosphérique est minimum en fin de nuit ou début de matinée lors du minimum de température. L'éclairement de grande

longueur d'onde est maximal les après-midi de saison des pluies, lors de l'arrivée des nuages convectifs (chapitre IV.2.1).

En zone d'ablation, la surface atteint les conditions de fusion toutes les journées de l'année (figure V.27). La surface est en permanence (jour et nuit) proche de la fusion au cœur de la saison des pluies, de janvier à mars environ. En saison sèche, l'amplitude nycthémérale de la température de surface est maximale (10 à 15°C) et la surface est en fusion seulement pendant deux à trois heures dans l'après-midi.

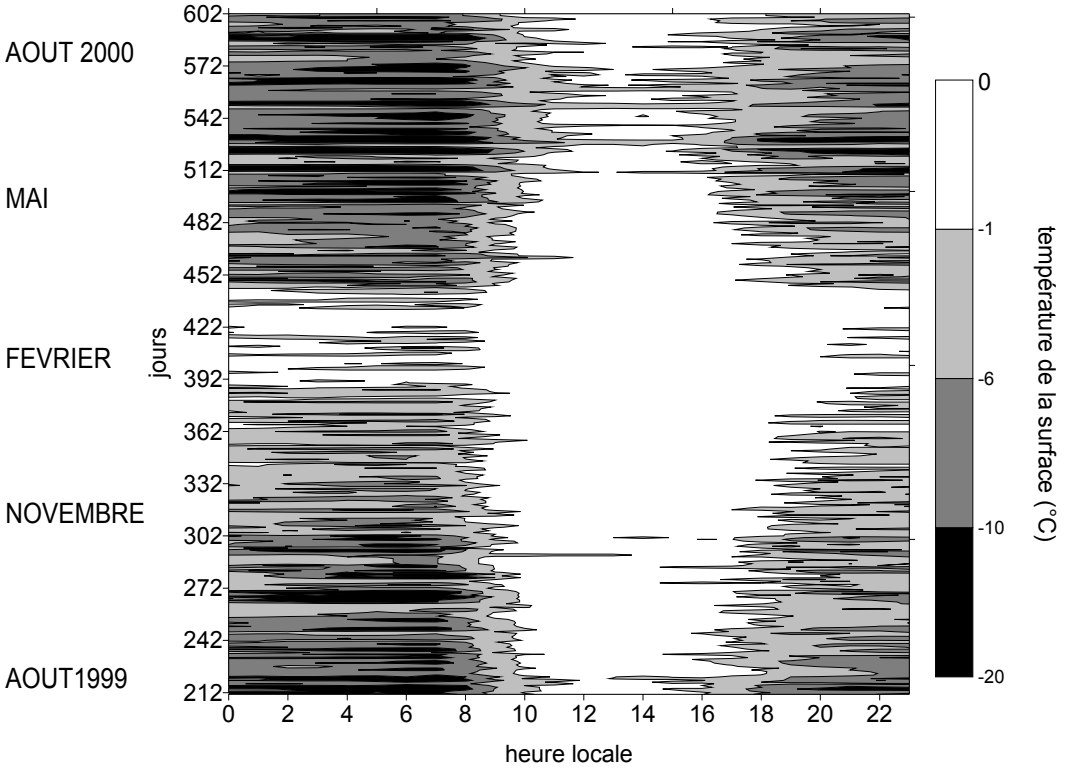


Figure V.27 : température de surface déduite de l'existence radiative horaire de la surface, à 5050 m d'août 1999 à août 2000. L'axe des abscisses montre l'heure et l'axe des ordonnées montre le jour. Le pas d'échelle des contours de la température de surface (couleurs) est arbitraire.

La nuit, le bilan d'énergie et la température de surface sont contrôlés par les flux radiatifs de grande longueur d'onde car la forte stabilité de l'air réduit les échanges turbulents (H et L). L'augmentation de Rl↓ par les nuages nocturnes entraîne une augmentation de la température de surface jusqu'à ce que les pertes radiatives équilibrent le flux incident. Le déficit radiatif de plusieurs dizaines de $W.m^{-2}$ observés les nuits de saison sèche (figure V.28) est dû à l'apport d'énergie par le refroidissement de la couche sous la surface. Ce flux est examiné plus en détail dans le chapitre VI.3.8.

En journée, les nuages entraînent une augmentation du flux incident Rl↓ alors que les pertes radiatives de la surface sont constantes à la température de fusion (la température ne peut que *baisser*). Ainsi lors des nuages nocturnes, la température de surface a une forte variabilité et le bilan radiatif de grande longueur d'onde reste constant alors que lors des nuages diurnes, la température de surface est fixée à 0°C et le bilan radiatif de grande longueur varie continuellement.

En conséquence, les plus fortes valeurs du bilan radiatif de grande longueur d'onde sont les après-midi nuageuses de saison des pluies (figure V.28). Les plus faibles valeurs du bilan Rl sont en saison sèche lorsque le flux incident est faible, et l'après-midi car la température d'émission est maximale (figure V.28).

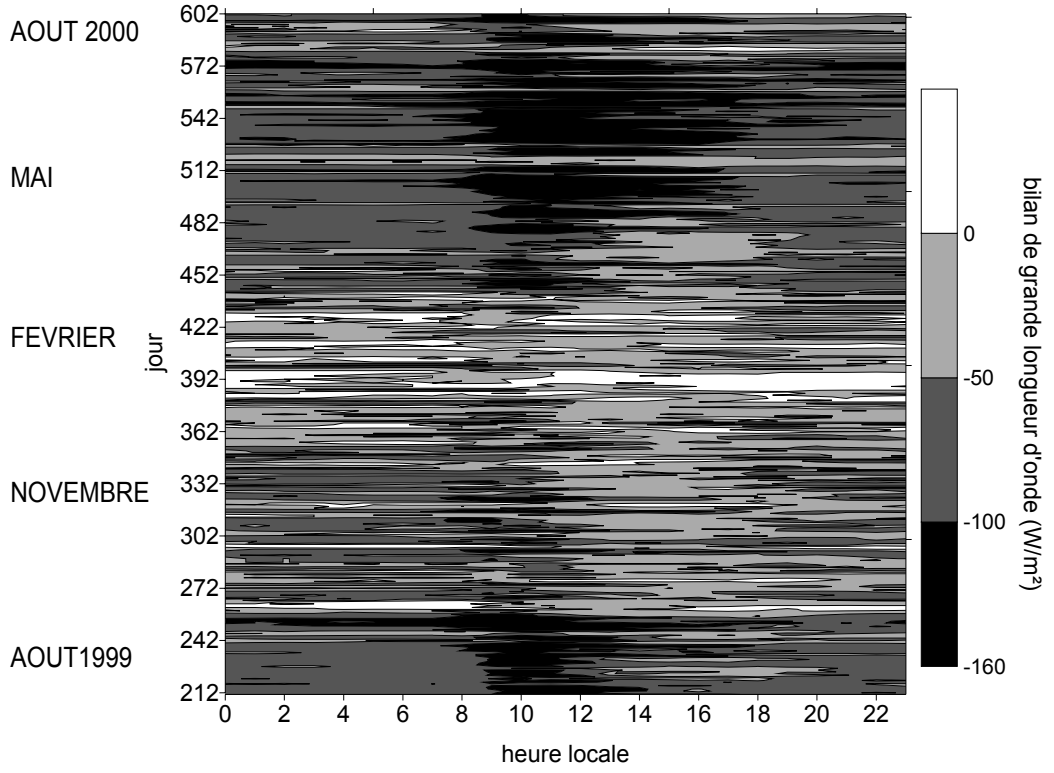


Figure V.28 : bilan radiatif de grande longueur d'onde à 5050 m d'août 1999 à août 2000. L'axe des abscisses montre l'heure et l'axe des ordonnées montre le jour. Le pas d'échelle des contours de Rl (couleurs) est arbitraire.

En moyennes journalières, les variations du bilan Rl sont contrôlées par le flux incident Rl↓ (figure V.25). Or, le flux incident Rl↓ est maximum les journées de saison des pluies et minimum les nuits de saison sèche alors que les plus forts contrastes du bilan de grande longueur d'onde Rl (plus de 100 $W.m^{-2}$) sont observés entre les journées de saison des pluies et les *journées* de saison sèche.

Sur l'année, on observe une relation linéaire entre les deux flux de grande longueur d'onde incident et émis par la surface : $Rl\uparrow \approx 241 + 0.25\ Rl\downarrow$, $r^2 = 0.73$ (sans tenir compte des valeurs de $Rl\uparrow$ forcées à 312 $W.m^{-2}$, figure V.29).
La forte relation entre $Rl\downarrow$ et $Rl\uparrow$ provient du contrôle des nuages ($Rl\downarrow$) sur le bilan d'énergie dont la température de la surface ($Rl\uparrow$) intègre tous les flux.

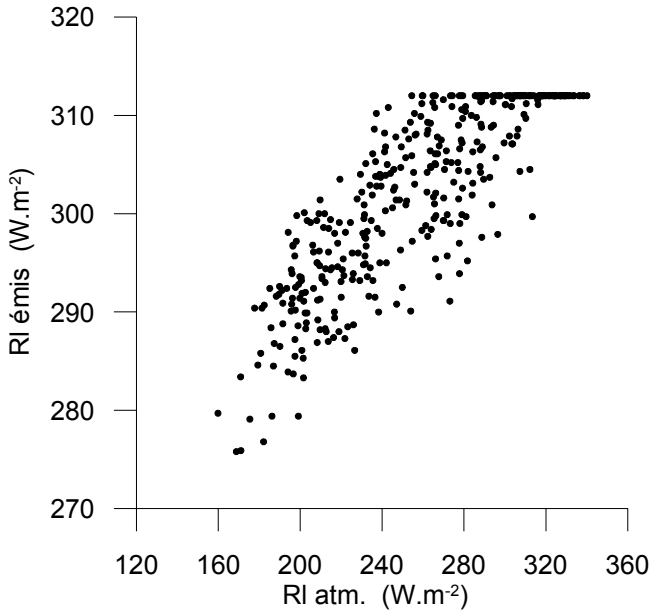


Figure V.29 : relation entre les flux radiatifs telluriques incidents (en abscisses) et émis par la surface (axe des ordonnées), moyennes journalières à 5050 m au cours de l'année 1999-2000.

V.2.5.c.2 Variations à la surface du glacier

Par ciel clair, l'anisotropie de la luminance atmosphérique amène une dépendance de $Rl\downarrow$ selon la pente et l'exposition de la surface [Olyphant, 1986a ; Duguay, 1993] (chapitre V.2.1). Plüss et Ohmura [1996] montrent que l'hypothèse d'isotropie entraîne une erreur maximale sur $Rl\downarrow$ de 6 $W.m^{-2}$, indépendamment du facteur de vue du ciel. L'effet de l'anisotropie de la radiation incidente est donc faible, inférieur à l'incertitude sur la mesure.

Les facteurs de variations spatiales du flux de grande longueur d'onde incident sont :

(i) les profils de température et d'humidité dans l'atmosphère

(ii) la quantité et les propriétés des nuages

(iii) le facteur de vue du ciel et la nature des pentes environnantes (roche ou glacier)

La décroissance de la température avec l'altitude entraîne une décroissance du flux incident Rl↓ d'environ 1 % par 100 m de dénivelé (facteur (i)) [ex. Kuhn, 1979]. Dans la zone d'ablation du glacier du Zongo (d'environ 300 m de dénivelé), la décroissance de Rl↓ avec l'altitude est faible, de l'ordre de grandeur de l'erreur sur la mesure, mais doit être prise en compte afin de ne pas introduire un biais.
Sur le glacier autrichien Pasterze, Greuell et al. [1997] estiment que plus de la moitié des variations de l'éclairement atmosphérique entre 2310 et 3225 m d'altitude est causée par des différences de profil de température (facteur (i)). Ces différences sont attribuées à l'inversion thermique qui s'étend sur quelques centaines de mètres de hauteur au-dessus du glacier de 19.8 km^2 de superficie. Yamamouchi et Kawaguchi [1984] calculent que Rl↓ diminue de 10 à 20 % lorsque le profil de température varie de conditions sans inversion à des conditions d'inversion thermique sur une hauteur de 300 m.
Sur le glacier du Zongo, bien plus petit que le Pasterze (3 km^2 contre 20 km^2), le vent de glacier caractéristique d'une inversion thermique intervient les nuits et une partie des journées de saison sèche (chapitres IV.2.1 et V.3.4). Malheureusement, l'épaisseur de la couche d'inversion n'est pas connue et on ne peut pas quantifier l'effet des conditions d'inversion sur Rl↓.

Les observations lors des visites sur le terrain montrent que la nébulosité est généralement uniforme à l'échelle de la zone d'ablation du glacier (facteur (ii)), à l'exception d'un décalage de une à deux heures entre les zones basse et haute lors de la montée des nuages convectifs.

Dans une vallée de montagne, il n'y a pas d'éclairement atmosphérique provenant de la portion du ciel obstruée par les montagnes. Cette réduction est compensée par l'émission en radiation tellurique des parois qui est dirigée vers la vallée. Généralement, l'émission des parois domine et l'éclairement radiatif de grande longueur d'onde est augmenté dans les fonds de vallée (facteur (iii)) [Obled et Harder, 1979]. Le flux incident s'écrit comme la somme de l'émission de l'atmosphère ($Rl\downarrow_a$) et de l'émission des parois environnantes ($Rl\downarrow_p$) [ex. Marks et Dozier, 1979 ; Male et Granger, 1981] :

$$Rl\downarrow = Rl\downarrow_a + Rl\downarrow_p = L_o V_f + \varepsilon_p \sigma T_p^4 (1-V_f) \qquad (V.11)$$

où L_o est l'éclairement atmosphérique par ciel clair et sans relief ($V_f = 1$), et T_p et ε_p sont la température et le facteur d'émission des parois, respectivement.
Dans un environnement alpin couvert de neige, Plüss et Ohmura [1996] calculent par un modèle radiatif à bandes spectrales étroites [voir la revue de Ellingson et al., 1991]

l'augmentation de Rl↓ due aux transferts radiatifs dans l'air entre les parois émettrices et le récepteur. L'ajustement des résultats du modèle par une régression linéaire des températures de l'air et des parois donne :

$Rl\downarrow = L_o V_f + (1-V_f)\ \pi\ (L_b+aT+bT_p)$ (V.12)

Avec a = 0.77 $W.m^{-2}.sr^{-1}.°C^{-1}$ et b = 0.54 $W.m^{-2}.sr^{-1}.°C^{-1}$. L_b est la luminance émise par un corps noir à 0°C égale à 100.2 $W.m^{-2}.sr^{-1}$.

Lorsque la paroi émettrice est recouverte de neige, l'émission est maximale lorsque la température est à 0°C. Les régions du glacier entre 5100 et 5200 m et entre 5600 m et le sommet ont de faibles facteurs de vue du ciel à cause des hautes parois rocheuses en rive droite (figures III.1 et III.5). En journée, la température élevée de ces parois accentue l'augmentation de Rl↓. Greuell et al. [1997] proposent une paramétrisation empirique de la température des parois selon la température de l'air (T) et la radiation solaire globale (G) :

$T_p = T + cG$ (V.13)

Avec c = 0.01 $K.W^{-1}.m^{+2}$.

Les facteurs de vue du ciel sont connus pour chaque maille du glacier (figure III.5). A la SMA1, l'éclairement L_o par ciel clair et sans parois est déduit de la mesure de Rl↓ par l'équation V.11 ou V.12 selon que l'air entre les parois et le site est pris en compte ou non. Le flux incident Rl↓ peut être ensuite calculé sur toutes les mailles du glacier à partir du facteur de vue, de L_o considéré uniforme et de l'équation V.11 ou V.12.

Les figures V.30 (a) et (b) présentent l'augmentation Rl↓-Lo lors de cinq jours sans nuages pour différents facteurs de vue du ciel : à la SMA1 (V_f = 0.94), pour la moyenne sur le glacier (V_f = 0.87), et une des plus faibles valeurs (V_f = 0.70) (figure V.31).

Les calculs sont effectués selon l'émission des parois de neige (T_p = 0°C, figure V.30 (a)) et selon l'émission des parois rocheuses (T_p selon V.13, figure V.30 (b)). Le facteur d'émission des parois est fixé à $\varepsilon_p = 1$.

La paramétrisation de la température des parois rocheuses selon la radiation solaire (équation V.13) entraîne un cycle diurne des contributions des parois d'une dizaine de $W.m^{-2}$ (figure V.30 (b)). L'influence de l'émission de l'air entre la paroi et la surface réceptrice est faible : Rl↓ est modifié de moins d'une dizaine de $W.m^{-2}$, soit l'ordre de grandeur de l'incertitude sur la mesure (figures V.30 (a) et (b)). Paradoxalement, la prise en compte de l'émission de l'air selon l'équation V.12 entraîne généralement une réduction de la contribution des parois (Rl↓p) par rapport à l'équation V.11. La raison est

sans doute que les incertitudes sur la température des parois (équation V.13) et sur le calcul des transferts radiatifs dans l'air (équation V.12) sont fortes.

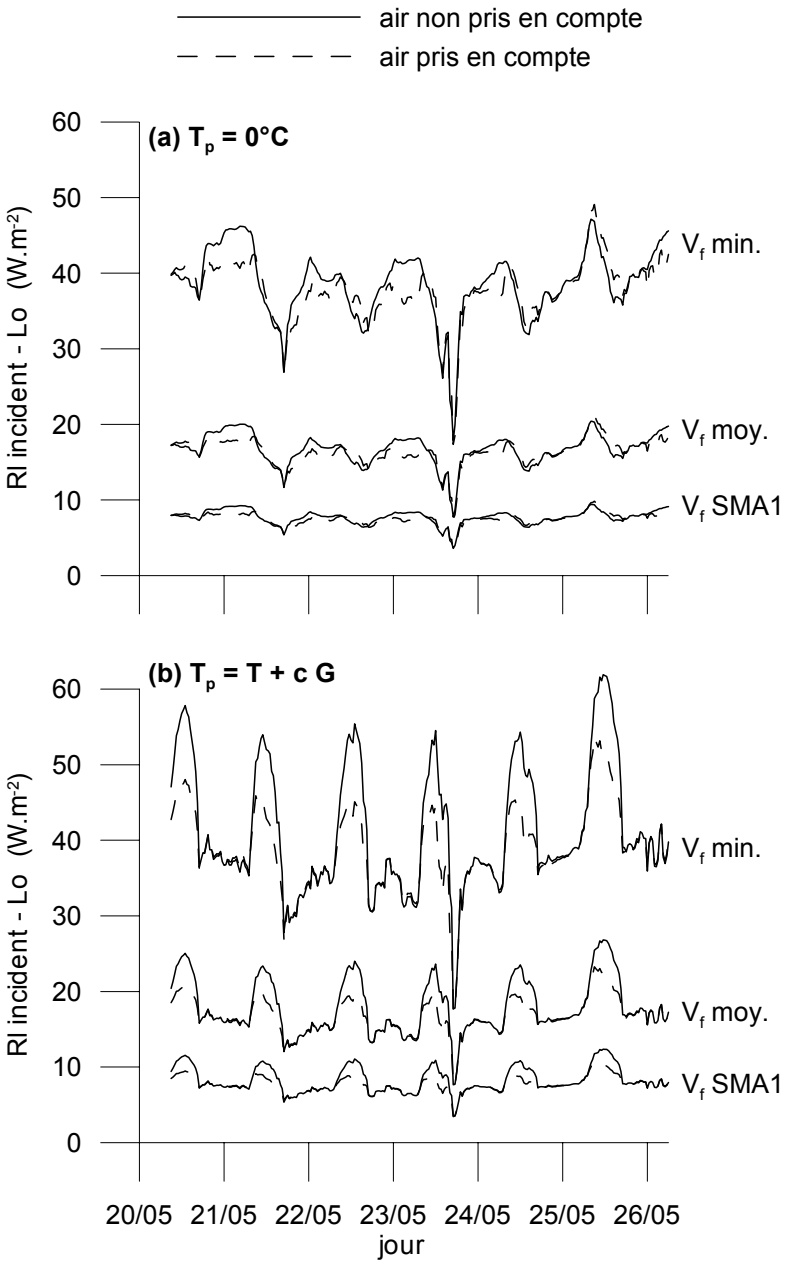


Figure V.30 : augmentation du flux incident de grande longueur d'onde causée par les parois ($Rl\downarrow$-L_o), à partir des mesures demi-horaires à 5050 m du 20 au 25 mai 2000. Différents facteurs de vue du ciel sont pris en compte : V_f = 0.94 (SMA1), V_f = 0.87 (moyenne sur le glacier), et V_f = 0.70 (minimum sur le glacier). Les calculs sont effectués en tenant compte des transferts dans l'air (trait continu) ou non (tirets). (a) est pour la température des parois fixée à 0°C, et (b) est pour la température des parois $T_p = T + c\,G$

La température des parois selon V.13 ne dépasse pas 14°C, ce qui ne semble pas excessif. Lorsque T_p est fixé à 0°C, des baisses brutales de Rl↓ - L_o sont observées en milieu de journée (figure V.30 (a)). Le flux incident Rl↓ est trop faible ou L_o est trop fort. Ces artefacts peuvent provenir d'une erreur sur V_f à la station SMA1 ou d'une correction insuffisante des interférences de la radiation solaire sur la mesure causant une surestimation de Rl↓ (paragraphe V.2.5.b).

Pour les 60 % de la surface du glacier où le facteur de vue du ciel est supérieur à 0.85, l'augmentation de Rl↓ par les parois est du même ordre de grandeur que l'incertitude sur la mesure (figures V.31 et V.30). Sur les autres mailles entourées de hauts reliefs, l'augmentation de Rl↓ par les parois atteint plusieurs dizaines de $W.m^{-2}$, impliquant une variabilité spatiale de 20 à 30 %. Néanmoins pour les zones de fortes pentes, le ciel est davantage masqué par le glacier, de température inférieure ou égale à 0°C, que par les parois rocheuses et la variabilité spatiale est réduite.

Dans plusieurs vallées du Colorado, Olyphant [1986a] montre que les parois rocheuses réduisent les pertes radiatives de 37 à 63 % par rapport à un horizon dégagé. Dans un cirque d'angle d'horizon moyen de 20° similaire au site de SMA2, la réduction des pertes radiatives est de 54 % [Olyphant, 1986a]. Dans un bassin des Alpes suisses de 4×4 km^2, Plüss et Ohmura [1996] calculent une plus faible variabilité de Rl↓ causée par le relief (12 % environ) car la température d'émission est bornée à 0°C. Cline et al. [1998] représentent l'augmentation de Rl↓ due à l'émission des parois par une décroissance selon l'altitude de -0.05 $W.m^{-2}.m^{-1}$, entraînant une réduction de l'éclairement de grande longueur d'onde d'environ 30 $W.m^{-2}$ sur les crêtes par rapport aux fonds de vallée.

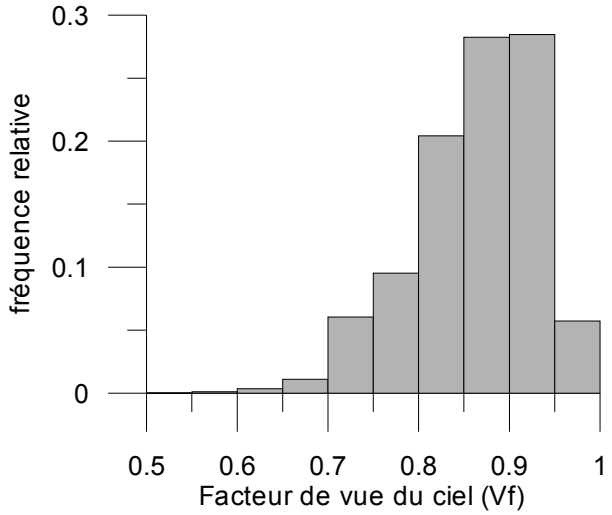


Figure V.31 : Histogramme des facteurs de vue du ciel des mailles de 20 × 20 m^2 du glacier du Zongo.

Par ciel clair, la variabilité spatiale de l'éclairement en grande longueur d'onde est de l'ordre de 20 à 30 % au maximum. Elle est contrôlée par l'émission du relief et affecte un peu moins de la moitié du glacier. Les transferts radiatifs dans l'air entre les parois et la surface réceptrice sont faibles, de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur la mesure.
Seule une estimation grossière de la variabilité spatiale de l'éclairement de grande longueur d'onde peut être faite ici car :

- on dispose d'une seule station de mesure des flux de grande longueur d'onde (les mesures des bilanmètres ne semblent pas fiables (chapitre V.2.3))
- la température des parois n'est pas connue alors que l'émission varie selon la puissance quatrième de la température

On peut considérer que les erreurs sur la variabilité spatiale de l'éclairement de grande longueur d'onde n'ont pas une incidence très forte sur le bilan énergétique car l'éclairement est maximal lorsque les nuages réduisent la variabilité.

La distribution des pertes radiatives (Rl↑) à la surface du glacier résulte des interactions entre tous les flux. Dans la zone d'ablation, la température de surface est proche de 0°C et varie peu avec l'altitude. Par contre, la température de la surface de la zone d'accumulation diminue avec l'altitude de façon similaire à la température de l'air. Les variations de Rl↑ peuvent être quantifiées par modélisation de l'ensemble des flux d'énergie (chapitre VI.3).

V.2.5.d Conclusions sur les flux radiatifs de grande longueur d'onde

Les erreurs de mesures proviennent principalement d'une surestimation du signal en milieu de journée due à l'interférence de la radiation solaire. La mesure de l'éclairement atmosphérique est corrigée de 2 % de la radiation solaire, mais l'incertitude sur la mesure reste élevée, au mieux de l'ordre de ± 10 %.

L'émission de la surface est généralement supérieure au flux incident et le bilan radiatif de grande longueur d'onde est une perte d'énergie pour le glacier : 4 $MJ.m^{-2}$ par jour en moyenne à 5050 m (50 $W.m^{-2}$).
A haute altitude, le facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages est faible et varie peu. Les nuages augmentent fortement l'éclairement de grande longueur d'onde qui peut compenser et même dépasser les pertes radiatives. Les nuages convectifs bas causent un fort éclairement en saison des pluies, contrastant avec le faible facteur d'émission

atmosphérique de saison sèche. Le flux incident est maximum les après-midi de saison des pluies et minimum les nuits de saison sèche.
Les fluctuations de l'émission de la surface sont liées à l'ensemble des flux d'énergie. Toute l'année, la zone d'ablation atteint les conditions de fusion en milieu de journée. L'amplitude nycthémérale de la température de surface est maximale (10 à 15°C) en saison sèche. La zone d'ablation reste en permanence proche des conditions de fusion deux à trois mois par an en saison des pluies. Les pertes radiatives sont minimales les nuits de saison sèche et maximales les journées de saison des pluies.

Par ciel clair, l'émission du relief entraîne une variabilité spatiale du flux incident non négligeable (environ 20 %). Les transferts radiatifs dans l'air entre les parois et la surface sont négligeables par rapport à l'incertitude sur la mesure. L'émission des nuages est distribuée uniformément sur le glacier. Les pertes radiatives de la surface diminuent avec l'altitude mais la baisse est sans doute peu marquée dans la zone d'ablation.
Kotlyakov et Lebedeva [1974] notent que la réduction des pertes radiatives dans les concavités par rapport aux convexités de la surface favorise la formation de pénitents.

Les glaciers de la zone externe des tropiques sont caractérisés par une saisonnalité marquée du bilan radiatif tellurique qui est contrôlée par le flux incident. En saison des pluies, le bilan tellurique est presque nul. En saison sèche, le bilan tellurique représente une forte perte d'énergie, maximale en *journée*. Le bilan Rl réduit l'énergie disponible pour la fusion en journée de saison sèche et peut contribuer à l'accumulation de frigories dans la glace ou la neige au cours des nuits (stock de froid).

V.3 Les flux turbulents

V.3.1 Introduction

Les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente sont dirigés par les gradients de température et d'humidité dans l'air au voisinage de la surface et par la turbulence comme mécanisme d'échange vertical. Sur les glaciers, ils sont généralement moins importants que les flux radiatifs. Les études de la sensibilité des glaciers aux fluctuations climatiques s'intéressent souvent aux flux turbulents car, comme les flux radiatifs de grande longueur d'onde, ils sont directement reliés à la température.
Le flux de chaleur sensible est le plus souvent positif lorsque la surface est en fusion, mais le flux de chaleur latente peut être positif (condensation) ou négatif (sublimation). Sur les glaciers alpins, le flux de chaleur sensible est généralement supérieur au flux de chaleur latente d'un ordre de grandeur [ex. La Chapelle, 1959], alors qu'ils sont d'amplitudes comparables sur les glaciers polaires [ex. Wendler et al., 1988]. Sur le glacier du Zongo, les deux flux sont de même ordre de grandeur mais le flux de chaleur latente (négatif) est généralement plus intense que le flux de chaleur sensible (positif) [Wagnon, 1999].

La forte variabilité des flux turbulents dans le temps et dans l'espace est une composante importante de la variabilité de la fusion [Braithwaite, 1981], et les fusions les plus intenses sont souvent caractérisées par un fort apport d'énergie des flux turbulents [ex. Male et Granger, 1978 ; Hay et Fitzharris, 1988 ; Cline, 1997 ; Obleitner, 2000]. En environnement maritime, la contribution de la chaleur sensible à la fusion peut égaler [Hogg et al., 1982] ou dépasser la part radiative [Poggi, 1977]. Dans les zones de glace « bleue » d'Antarctique, l'ablation provient presque exclusivement de la sublimation [Jonsson, 1990 ; Bintanja et Reijmer, 2001]. Les pertes d'énergie par sublimation sont fortes sur les glaciers continentaux de haute altitude [ex. Ohmura, 1990].

La mesure des flux turbulents est généralement indirecte, s'appuyant sur des relations empiriques avec les gradients verticaux moyens des grandeurs thermodynamiques. Une hypothèse importante est que les échelles horizontales sont bien supérieures aux échelles verticales, de sorte que les gradients horizontaux et les vitesses verticales soient négligeables par rapport aux gradients verticaux et aux vitesses horizontales [Brutsaert, 1982, p.52]. Ces simplifications ne sont pas toujours valables dans l'ensemble du bassin versant : les perturbations orographiques du champ de vent et les fortes hétérogénéités de la surface (neige/glace/roche) peuvent causer des forts gradients horizontaux de

l'écoulement. Selon Smeets [1998b], le relief autour des glaciers de montagne génère des perturbations en basses fréquences du champ de vent. Ces perturbations sont des événements brefs et intermittents qui augmentent fortement la variabilité des flux turbulents.
Vues ces difficultés, la variabilité spatiale des flux turbulents à la surface des terrains de montagne a été peu étudiée. Elle est liée aux variations des caractéristiques dynamiques et thermiques de l'atmosphère résultant des interactions entre le vent local (vent de montagne et vent de vallée) et les perturbations orographiques des courants atmosphériques. Plüss [1997] examine l'influence sur les flux turbulents des variations du vent à la surface du manteau neigeux d'un bassin alpin de 16 km^2 par application d'un modèle de vent hydrostatique. Néanmoins, la résolution du modèle de vent utilisé (1km) est mal adaptée aux études de micrométéorologie.

Ce chapitre a pour objectif de caractériser l'erreur sur la mesure des flux turbulents en relation avec leurs variabilités spatiale et temporelle afin d'évaluer la pertinence des paramétrisations utilisées dans les modèles de bilan d'énergie. Le paragraphe V.3.2 présente les différents types d'interactions dynamiques qui interviennent entre les surfaces glaciaires et les basses couches atmosphériques. La méthode de mesure des flux turbulents est basée sur des relations empiriques avec les profils moyens du vent, de la température et de l'humidité (paragraphe V.3.3).
La forte sublimation en saison sèche a amené Wagnon [1999] à concentrer son étude sur la méthode de calcul des flux turbulents à 5150 m. Des paramétrisations plus simples destinées à calculer les flux sur l'ensemble du glacier peuvent être confrontées à ses résultats (partie VI). Auparavant, les incertitudes sur la méthode sont examinées en relation avec les variations spatiales et temporelles des paramètres météorologiques (paragraphe V.3.4).

V.3.2 La couche limite atmosphérique au-dessus des glaciers

V.3.2.a La convection turbulente

La turbulence peut être définie comme « le mouvement irrégulier d'une particule de fluide visqueux se déplaçant au voisinage d'une surface rigide ou d'une surface de discontinuité au sein d'un écoulement libre » [Poggi, 1977, p.12]. Ce mode de transport est de plusieurs ordres de grandeur plus efficace que la diffusion moléculaire.
Les transferts d'énergie et de quantité de mouvement sont dominés par l'écoulement moyen dans le plan horizontal et par la turbulence sur la verticale. Le vent moyen est

responsable d'un transport horizontal très rapide, ou *advection* (de l'ordre de plusieurs $m.s^{-1}$). Le frottement cause une diminution de la vitesse moyenne vers le sol. Les vitesses de vent verticales sont beaucoup plus faibles, en général de l'ordre de quelques millimètres ou centimètres par seconde.

La turbulence surimposée sur le vent moyen peut être visualisée comme des tourbillons aux mouvements irréguliers appelées bouffées (« eddies ») qui se distinguent de l'air environnant par une température et une humidité différentes. Dans la théorie de Prandtl, la bouffée est constituée d'un ensemble de molécules formant un certain volume qui se déplace en bloc verticalement en transportant une certaine quantité d'une grandeur qu'elle conserve. Puis, à une certain niveau, elle perd son identité en réintégrant l'écoulement moyen auquel elle cède la quantité de la grandeur transportée. La chaleur sensible est prise d'une surface chaude vers un air froid par des bouffées d'air qui restituent leur chaleur à l'air quand elle se dissipe et se mélange à lui. Une molécule d'eau qui s'évapore de la surface part dans une bouffée d'air avec une certaine énergie latente qui sera restituée à l'air (et donc le réchauffera) quand cette humidité se condensera dans un nuage.

L'hypothèse de Taylor permet de relier les dimensions spatiales des bouffées turbulentes aux mesures en un point des fluctuations temporelles des variables météorologiques. Taylor considère que la bouffée est « gelée », c'est-à-dire qu'elle évolue sur une échelle de temps plus longue que le temps de son advection sur le capteur. Si une bouffée de dimension λ est transportée par advection à la vitesse moyenne M, alors la période de temps P pour qu'elle passe un capteur fixe est de $P = \lambda/M$. Le spectre des dimensions des bouffées va de quelques millimètres à une centaine de mètres, correspondant à un spectre en période de quelques centièmes de secondes à plusieurs minutes.

Un minimum d'énergie de fluctuation des variables météorologiques est observé pour les périodes de temps d'une heure environ, constituant un « vide spectral » (« spectral gap ») [Stull, 1988, p.33]. Le « vide spectral » délimite les mouvements associés à l'écoulement moyen (P > environ 1 heure) des mouvements de turbulence (P < environ 1 heure), ce qui permet la décomposition de chaque variable ξ en sa partie moyenne et en sa partie turbulente ou perturbation :

$$\xi = \overline{\xi} + \xi' \qquad \text{(V.14)}$$

où $\overline{\xi}$ est la moyenne de la variable ξ sur une période de 30 minutes à une heure et ξ' est la perturbation. Les stations météorologiques sur le glacier enregistrent les moyennes des variables météorologiques sur 30 minutes correspondant à $\overline{\xi}$.

Les « bouffées » acquièrent un mouvement turbulent suite à de la convection libre ou forcée. La convection libre est due aux forces d'Archimède, c'est-à-dire à une différence de densité avec l'air environnant. Si une bouffée d'air est plus chaude ou plus humide que l'air, elle a une densité plus faible et a tendance à monter. Inversement, si elle est plus froide ou plus sèche, elle a tendance à « couler ». Si l'état de l'atmosphère cause la convection libre, il est dit « instable », s'il l'empêche il est dit « stable ». Lorsque les forces de poussée sont nulles, l'atmosphère est dite « neutre ».
L'air peut acquérir un mouvement turbulent lorsqu'il s'écoule au-dessus d'obstacles. La convection est « forcée » et dépend de la rugosité de la surface et de la vitesse horizontale de l'écoulement.
Il est impossible de décrire en détail le mouvement désordonné des « bouffées » turbulentes. La méthode stochastique traite des effets moyens des « bouffées » en considérant les variables de l'écoulement comme des fonctions aléatoires du temps et de l'espace. La théorie des similitudes traite des tendances communes observées empiriquement. Considérer un coefficient de diffusion turbulente sur le modèle de la diffusion moléculaire est un exemple.

V.3.2.b La couche limite atmosphérique

La troposphère s'étend du sol jusqu'à une altitude moyenne de 11 km aux latitudes tempérées (jusqu'à 18 km à l'équateur), mais généralement seuls les premiers kilomètres sont directement modifiés par la surface. La couche limite atmosphérique définit la région de la troposphère qui est directement influencée par la surface terrestre et qui répond au forçage en surface dans une échelle de temps inférieure à l'heure [Stull, 1988]. Un temps de réponse inférieur à l'heure implique que la turbulence est le premier facteur d'échange dans la couche limite. Les forçages incluent les forces de frottement, l'évaporation, le transfert de chaleur, et les modifications de l'écoulement par le terrain.

Selon que les forces dues à l'accélération de Coriolis, à la diffusion moléculaire, à la viscosité ou à l'instabilité thermique doivent être, ou non, prises en compte, on peut distinguer différentes sous-couches dans la couche limite (figure V.32). Dans l'atmosphère libre, le vent est contrôlé par le champ de pression et par la rotation terrestre (équilibre géostrophique). Dans la sous-couche « extérieure », l'écoulement est influencé par l'écoulement libre et par la nature de la surface. Dans la couche de surface (ou couche de Prandtl qui le premier développa le concept de couche limite), l'écoulement est

essentiellement influencé par la nature de la surface. La sous-couche d'inertie représente une zone de transition entre la sous-couche extérieure et la couche de surface.
La couche de surface est une région pleinement turbulente où les flux turbulents verticaux changent peu de leurs valeurs en surface (variation inférieure à 10 %). Les capteurs de micrométéorologie destinés à mesurer les flux en surface sont situés dans la couche de surface. La structure du champ de vent est essentiellement déterminée par le frottement et la stratification thermique. Lorsque l'air est stratifié, le vent et le flux de quantité de mouvement horizontale sont affectés par les transferts de chaleur sensible et de chaleur latente, et vice versa. Dans la partie basse de la couche de surface, la vapeur d'eau et la chaleur sensible peuvent être considérées comme des grandeurs passives et les effets de la stratification en densité sont négligeables. C'est la sous-couche dynamique. En atmosphère neutre, l'ensemble de la couche de surface se comporte comme la sous-couche dynamique. Dans la sous-couche d'interface à proximité immédiate de la surface, la turbulence est accentuée par la rugosité et atténuée par les forces de viscosité. On parle de sous-couche visqueuse lorsque la surface est lisse et de sous-couche rugueuse lorsque la rugosité est forte [ex. Pouyaud, 1996].

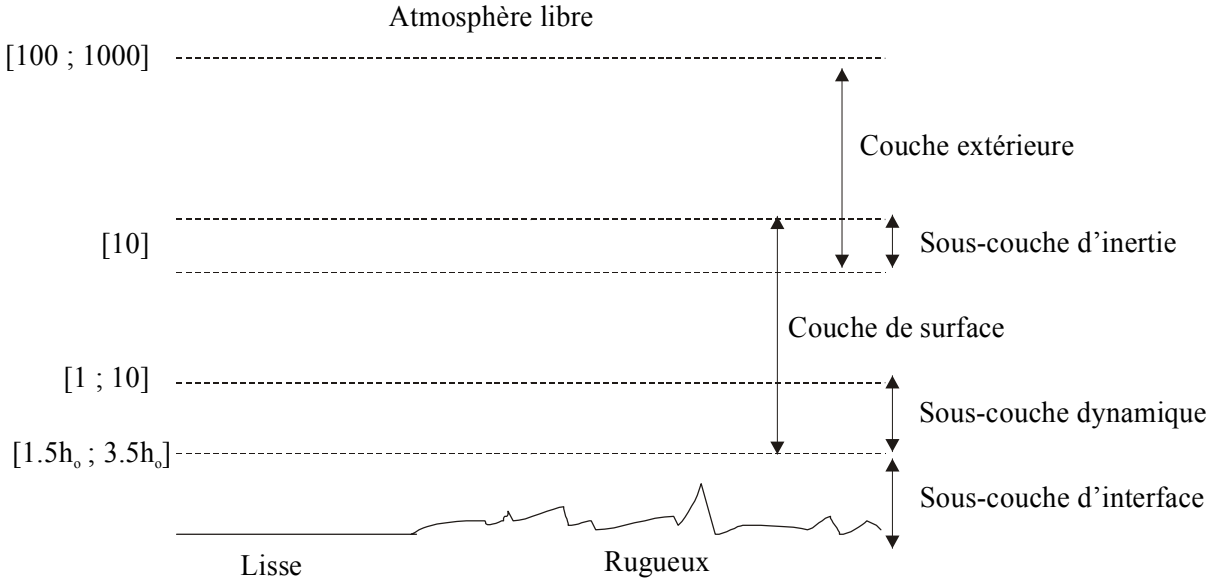


Figure V.32 : schéma des sous-couches constituant la couche limite atmosphérique d'après Brutsaert [1982]. h_o est l'ordre de grandeur de la hauteur de rugosité de la surface. Les hauteurs sont exprimées en mètres.

V.3.2.c Les interactions sur les glaciers

La température de l'air au-dessus des glaciers est généralement supérieure à la température de la surface bornée à 0°C, entraînant une stabilité de la couche limite où les

échanges turbulents sont dominés par la convection forcée. Deux types d'interactions entre l'air et la surface du glacier peuvent être distingués : l'une qualifiée de « passive » et l'autre « d'active ». Lorsque de l'air chaud est amené d'une surface découverte vers une surface de neige ou de glace, il est refroidi : c'est l'effet de bord (« leading-edge » ou « fetch effect ») [Dyers 1963]. C'est un mode passif d'interaction car l'influence dynamique du glacier modifie le champ de vent existant [Geiger, 1966, p.353]. Le flux de chaleur sensible est fort sur les bords du glacier puis décroît de façon exponentielle avec la distance au bord. La hauteur de la couche de surface croît d'environ un mètre tous les 100 à 200 m de distance du bord parcourus dans la direction du vent [Oke, 1987 ; p.162 ; Male et Gray ; 1981, p.386]. Wendler [1974] observe en bordure du glacier Mc Gall en Alaska un excès d'ablation d'environ 10 % s'atténuant à une centaine de mètres du bord. Néanmoins, la contribution de l'advection d'air provenant des moraines chauffées en journée est difficile à distinguer de l'émission radiative des moraines.

Le vent de glacier s'écoule par gravité le long des surfaces inclinées lorsque la surface est plus froide que l'atmosphère environnante. Il est associé à un transfert de chaleur sensible vers la surface ; l'air plus froid et plus dense s'écoulant le long de la surface inclinée. Le vent de glacier est inclus dans les interactions actives avec l'atmosphère car son existence provient du contraste de température entre la surface et l'air. Sur les grandes calottes glaciaires ou la nuit sur les glaciers de montagne, le déficit radiatif de la surface est à l'origine du vent de glacier. On parle alors de vent catabatique [Ohata, 1989].
Le vent de glacier dépend de la topographie du glacier (longueur et pente) et des variables météorologiques telles que la température de l'air, la stabilité de l'atmosphère et la vitesse du vent ambiant. Il a été beaucoup étudié sur les glaciers alpins et sur les calottes polaires [ex. Hoinkes, 1955b ; Lettau, 1966 ; de la Casinière, 1974 ; Martin, 1975 ; Kuhn, 1978 ; Wendler et Poggi, 1980 ; Smeets et al., 1998a, 1998b ; Denby et Greuell, 2000]. Ce vent est caractérisé par un maximum de vitesse à faible hauteur (entre 2 et 10 m), induisant une forte divergence du flux vertical de la quantité de mouvement horizontale. La couche de surface de flux constant est fortement réduite.

V.3.3 Méthodes de mesure des flux turbulents

V.3.3.a La méthode de corrélation turbulente (« eddy correlation »)

La diffusion moléculaire est négligeable dans la couche de surface et les équations de conservation de la quantité de mouvement et de l'énergie se réduisent à :

$$H = \rho\, C_p\, \overline{w'\theta'} \qquad \text{(V.15)}$$

$$L = \rho\, L_s\, \overline{w'q'} \qquad \text{(V.16)}$$

où ρ est la masse volumique de l'air, C_p est la chaleur spécifique massique de l'air à pression constante et L_s est la chaleur latente de sublimation de la glace. w', θ' et q' sont respectivement les perturbations de la vitesse verticale du vent, de la température potentielle et de l'humidité spécifique.

La température potentielle est la température qu'un air prendrait si à partir des conditions initiales, il était amené adiabatiquement à la pression de référence p_o = 1000 hPa. Elle permet d'éliminer la variation de température avec l'altitude et se calcule selon [ex. Queney, 1974] :

$$\theta = T_k \left(\frac{p_o}{p} \right)^{0.286} \qquad \text{(V.17)}$$

où p est la pression de l'air en hPa et T_k la température en degré Kelvin.

Pour des mesures à des hauteurs variant de quelques mètres dans la couche de surface, la température peut remplacer la température potentielle avec une erreur de seulement quelques dixièmes de degrés.

La méthode directe ou de corrélation turbulente consiste à déterminer les flux turbulents par la mesure des covariances entre la vitesse de vent verticale et la grandeur considérée (équations V.15 et V.16). La mesure des perturbations nécessite des instruments à très court temps de réponse et de mise en place difficile, qui sont mal adaptés aux mesures en continu sur les glaciers.

V.3.3.b Méthodes basées sur la mesure des profils moyens

V.3.3.b.1 Les coefficients d'échange turbulent

Comme alternative à la résolution des équations de conservation de l'énergie, la théorie des similitudes relie les flux turbulents aux gradients moyens de température, d'humidité et de vitesse du vent dans la couche de surface. Les gradients sont calculés à partir des mesures à deux hauteurs au moins. Les moyennes des variables météorologiques sont calculées sur une période de 30 minutes à une heure (équation V.14). Par soucis de simplification, les valeurs moyennes sont notées ξ au lieu de $\overline{\xi}$.

Les transferts verticaux de quantité de mouvement horizontale (M), de chaleur latente (L) et de chaleur sensible (H) peuvent être exprimés par les relations de « gradient de flux » :

$$M = \rho K_M \frac{du}{dz} \qquad (V.18)$$

$$H = \rho C_p K_H \frac{dT}{dz} \qquad (V.19)$$

$$L = \rho L_s K_E \frac{dq}{dz} \qquad (V.20)$$

où u est la vitesse de vent, T est la température, q est l'humidité spécifique, g est l'accélération de la pesanteur. K_M, K_H et K_E sont respectivement les coefficients de diffusion turbulente de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente, tous fonction de la hauteur z.

L'intégration des équations V.18, V.19 et V.20 entre deux hauteurs z_1 et z_2 permet de calculer les flux par la méthode « des profils » :

$$M = \rho D_M (u_{z2} - u_{z1}) \qquad (V.21)$$

$$H = \rho C_p D_H (T_{z2} - T_{z1}) \qquad (V.22)$$

$$L = \rho L_s D_L (q_{z2} - q_{z1}) \qquad (V.23)$$

où D_M, D_H et D_L sont les coefficients « globaux » d'échanges turbulents (« bulk exchange coefficients ») de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente, respectivement. L'humidité spécifique q en $g.g^{-1}$ est reliée à la pression de vapeur par :

$$q = 0.622 \frac{e}{p} \qquad (V.24)$$

Lorsque l'humidité intervient (équations V.20 et V.23), il est théoriquement nécessaire de distinguer la saturation au-dessus de la surface de glace (L_s : chaleur latente de sublimation) de la saturation au-dessus d'une surface d'eau liquide (L_v : chaleur latente de

vaporisation). Néanmoins, les valeurs de L_s et L_v sont proches ($2.8\ 10^6$ $J.kg^{-1}$ et $2.5\ 10^6$ $J.kg^{-1}$, respectivement) et leur distinction a en fait une faible incidence sur les calculs.

Les flux turbulents peuvent être calculés par intégration des profils entre la surface et une hauteur z, c'est la « bulk » méthode :

$$M = \rho\, D_M\, (u) \qquad (V.25)$$

$$H = \rho\, C_p\, D_H\, (T_z - T_0) \qquad (V.26)$$

$$L = \rho\, L_s\, D_L\, (q_z - q_0) \qquad (V.27)$$

Les conditions en surface de neige ou de glace en fusion sont bien définies : $T_0 = 0°C$, $u_0 = 0\ m.s^{-1}$ et q_0 est l'humidité spécifique de l'air à la pression de vapeur saturante $e_0 = 6.11$ hPa. Lorsque la surface n'est pas en conditions de fusion, la température de surface doit être mesurée. On considère que l'air au contact de la glace est toujours saturé et que la pression de vapeur en surface est la pression de vapeur saturante à la température de la surface [ex. Marks et al., 1992]. Dans la suite, les calculs sont détaillés selon la « bulk » méthode mais ils seraient les mêmes pour la méthode des profils entre deux niveaux z_1 et z_2.

V.3.3.b.2 Les profils logarithmiques

Il a été vérifié expérimentalement que dans la sous-couche dynamique (et dans toute la couche de surface en atmosphère neutre), les profils moyens de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité spécifique de l'air sont des fonctions logarithmiques de la hauteur z. Le gradient moyen du vent est déterminé par la contrainte de cisaillement en surface τ_o ($kg.m^{-1}.s^{-2}$) et par la hauteur z (m). Ces variables sont combinées en une quantité k sans dimension :

$$k = \frac{u*}{z(du/dz)} \qquad (V.28)$$

avec u* la vitesse de friction égale à $(\tau_o \rho)^{1/2}$.

L'expérience montre que la quantité k peut être considérée comme une constante égale à 0.40 définie comme la constante de « Von Karman ». L'intégration de V.28 entre la surface et la hauteur z donne :

$$u = \frac{u*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \qquad (V.29)$$

où z_0 est une constante d'intégration de la dimension d'une longueur, définie comme la hauteur de rugosité de la quantité de mouvement.

Sur les surfaces de glace ou de neige où les obstacles sont fixes, la valeur de z_0 est théoriquement indépendante de l'écoulement et est uniquement fonction de la géométrie, de la taille et de l'arrangement de la rugosité de surface [Brutsaert 1982, p.59]. Lorsque le vent est suffisamment fort pour déplacer la neige (« snow drift conditions »), il semble que z_0 dépende de l'écoulement [Braithwaite, 1995a].
Sur le glacier du Zongo, le vent est trop faible et la densité de la neige trop élevée pour que la neige soit déplacée par le vent (chapitre IV.2). Les surfaces de pénitents présentent une rugosité d'orientation privilégiée, entraînant sans doute une dépendance du paramètre z_0 selon la direction du vent. Sur des sastrugis en Antarctique, Jackson et Caroll [1978] ont mis en évidence une variation de z_0 de pratiquement trois ordres de grandeur (0.01-7 cm) selon la direction du vent.

Les gradients verticaux de la température et de la concentration en vapeur d'eau dépendent respectivement des flux H et L en surface, et dépendent de la dynamique de l'écoulement qui est contrôlée par les quantités du/dz, u* et z. Ces variables sont combinées en quantités sans dimensions k_h et k_v :

$$\frac{H}{u^* z \rho C_p (dT/dz)} = k_h \qquad \text{(V.30)}$$

$$\frac{L}{u^* z \rho L_s (dq/dz)} = k_v \qquad \text{(V.31)}$$

L'expérience montre que k_h et k_v peuvent être considérés comme des constantes égales à la constante de Von Karman ; c'est l'hypothèse d'analogie de Reynolds.
En considérant $k_h = k_v = k$, les intégrations des équations V.30 et V.31 entre la surface et la hauteur z donnent :

$$T_z - T_0 = \frac{H}{k u^* \rho C_p} \ln\left(\frac{z}{z_{0T}}\right) \qquad \text{(V.32)}$$

$$q_z - q_0 = \frac{L}{k u^* \rho L_s} \ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) \qquad \text{(V.33)}$$

Les constantes d'intégration z_{0T} et z_{0q} sont les hauteurs de rugosité pour la température et pour l'humidité, respectivement.
La comparaison des équations (V.26) et (V.32), ainsi que de (V.27) et (V.33), et l'élimination de la vitesse de friction par l'équation (V.29) permettent d'écrire les coefficients d'échange turbulents :

$$D_H = \frac{k^2 u}{\left[\ln(z/z_{0T})\right]\left[\ln(z/z_0)\right]} \qquad \text{(V.34)}$$

$$D_L = \frac{k^2\, u}{\left[\ln(z / z_{0q})\right]\left[\ln(z / z_0)\right]} \qquad \text{(V.35)}$$

Théoriquement, les profils logarithmiques sont valables dans la couche de surface uniquement lorsque l'atmosphère est neutre. Grainger et Lister [1966] ont suggéré que ces relations restent valables dans un grand domaine de stabilité et de nombreux auteurs ont considéré des profils logarithmiques au-dessus des surfaces glaciaires [ex. Martin, 1975 ; Hogg et al., 1982 ; Braithwaite et Olesen, 1990 ; Oerlemans, 1992].

V.3.3.b.3 Effets de la stabilité

Au-dessus de la sous-couche dynamique, les coefficients d'échanges turbulents dépendent des forces d'Archimède résultant des gradients de densité. Monin et Obukhov [1954] ont proposé un paramètre sans dimension z/L* combinant les variables de la turbulence et les variables de l'énergie résultant du travail des forces d'Archimède. L* est la longueur de Monin-Obuhkov qui peut s'écrire [Brutsaert, 1982, p.65] :

$$L^* = \frac{(u^*)^3\ \rho}{k\ g\left[\left(\frac{H}{T\ Cp}\right) + 0.61\ T\ L\right]} \qquad \text{(V.36)}$$

L'atmosphère est instable si $z/L^* < 0$, neutre si $z/L^* = 0$, stable si $0 < z/L^* < 1$ et très stable si $1 \leq z/L^*$.

Les relations V.28, V.30 et V.31 entre les flux et les profils moyens dépendent maintenant de la stratification de l'air :

$$\frac{k\ z}{u^*}\frac{du}{dz} = \phi_M(z / L^*) \qquad \text{(V.37)}$$

$$\frac{k\ u^*\ z\ \rho\ C_p}{H}\frac{dT}{dz} = \phi_H(z / L^*) \qquad \text{(V.38)}$$

$$\frac{k\ u^*\ z\ \rho\ L_s}{L}\frac{dq}{dz} = \phi_L(z / L^*) \qquad \text{(V.39)}$$

où ϕ_M, ϕ_H et ϕ_L sont des fonctions de z/L* (sans dimension).

En atmosphère stable, l'expérience montre que des relations log-linéaires peuvent s'appliquer [Webb, 1970 ; Dyer, 1974] :

$\phi_M = \phi_H = \phi_L = 1 + 5\ z/L^*$ (V.40)

Les coefficients d'échanges turbulents s'écrivent alors :

$$D_H = \frac{k^2\, u}{\left[\ln(z / z_{0T}) + 5\ z / L^*\right]\left[\ln(z / z_0) + 5\, z / L^*\right]} \qquad \text{(V.41)}$$

$$D_L = \frac{k^2 u}{\left[\ln(z/z_{0q}) + 5\,z/L^*\right]\left[\ln(z/z_0) + 5\,z/L^*\right]} \qquad \text{(V.42)}$$

Puisque le paramètre de stabilité z/L* dépend des flux turbulents, les calculs de H et de L sont itératifs à partir de la neutralité (z/L* = 0).

Le nombre de Richardson « bulk » est un autre paramètre de stabilité qui est fréquemment utilisé lorsque la mesure est à un seul niveau :

$$R_b = \frac{g\,(T - T_0)\,(z - z_0)}{T_K\,u^2} \qquad \text{(V.43)}$$

R_b est positif dans une atmosphère stable et est une fonction croissante de la stabilité. La stabilité intervient dans les coefficients d'échanges turbulents selon [Moore, 1983] :

$$D_X = \frac{k^2}{\ln(z/z_0)\,\ln(z/z_{0X})}\,(1 - 5\,R_b)^2 \qquad \text{(V.44)}$$

où X est H ou L.

V.3.3.b.4 Les hauteurs de rugosité

Les paramètres de rugosité z_0, z_{0T} et z_{0q} sont les hauteurs où le vent, la température et l'humidité extrapolés selon le profil logarithmique atteignent leur valeur en surface. Elles peuvent être calculées à partir de mesures en atmosphère proche de la neutralité. Sur le glacier du Zongo, le profil dérivé de seulement deux niveaux de mesure est trop imprécis en raison de l'influence des erreurs de mesure. Au moins trois ou quatre hauteurs de mesure sont nécessaires [ex. de la Casinière, 1974 ; Plüss et Mazzoni 1994 ; Cline, 1997]. Lettau [1969] propose une méthode d'estimation des hauteurs de rugosité par l'analyse de la microtopographie de la surface. En raison des variations rapides et parfois de plusieurs ordres de grandeur des hauteurs de rugosité suite aux chutes de neige, à la fusion ou à la formation de pénitents, la méthode de Lettau [1969] n'est pas appliquée sur le glacier du Zongo.

Les hauteurs de rugosité des surfaces glaciaires citées dans la littérature varient de plusieurs ordres de grandeur. Sur la neige, la hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement (z_0) varie de 1 mm pour les surfaces lisses à quelques millimètres pour la neige transformée [Moore, 1983]. Les valeurs sur la glace de glacier varient de 0.1 mm [Granger et Lister, 1966] à plusieurs centimètres [Duynkerke et Van Den Broeke, 1994].
A la différence de z_0 qui dépend essentiellement des caractéristiques de la surface, z_{0T} et z_{0q} varient aussi selon les caractéristiques de la couches de surface [Moore, 1983].

Bintanja et Van Den Broeke [1995] considèrent l'égalité entre les trois hauteurs de rugosité lorsque la surface du glacier est lisse. Andreas [1987] propose une paramétrisation du quotient z_{0T}/z_0 selon le nombre de Reynolds qui introduit l'effet de la viscosité de l'air : $R_e = z_0 u^*/\nu$, avec ν la viscosité cinématique de l'air ($m^2.s^{-1}$). Sur les surfaces rugueuses, il obtient une hauteur de rugosité de la température 10 à 100 fois inférieure à z_0. Par comparaison de mesures par « corrélations turbulentes » et de mesures par la méthode des profils, Smeets [1998a] calcule un quotient de z_0/z_{0T} de l'ordre de 100, indépendant du nombre de Reynolds. Sur des surfaces lisses du Groenland, Meesters et al. [1997] observent $z_0 \approx z_{0q}$ et z_{0T} inférieur à z_0 de deux ordres de grandeur.
Une variation des hauteurs de rugosité d'un ordre de grandeur entraîne une variation des flux turbulents d'un facteur 2 selon Munro [1989], alors que selon Denby et Greuell [2000], la variation des flux correspondante n'est que de 25 %.

En raison des difficultés de mesure et de la grande variété des valeurs proposées dans la littérature, les hauteurs de rugosité sont souvent considérées comme des paramètres de calage des modèles de bilan d'énergie [ex. Hock, 1998]. Morris et Harding [1991] considèrent une hauteur de rugosité « efficace » $z_0 = z_{0T} = z_{0q}$ qui minimise l'écart entre les mesures directes de la fusion d'un manteau neigeux et le calcul de la fusion à partir du bilan d'énergie.

V.3.4 Observations sur le glacier du Zongo

V.3.4.a La méthode de calcul des flux

Wagnon [1999] calcule les flux turbulents à 5150 m par la méthode des profils à partir des mesures de température et d'humidité de psychromètres ventilés (SMA2). L'effet de la stabilité de l'air est pris en compte selon les relations log-linéaires de la longueur de Monin-Obukhov. La nuit, les profils sont intégrés entre les mesures à 30 et 180 cm de hauteur. En milieu de journée, un maximum de température semble apparaître vers 20-30 cm de hauteur, impliquant une divergence de la chaleur sensible (phénomène de la « couche chaude »). La couche de surface de flux constant est réduite et la méthode des profils ne peut pas être appliquée jusqu'à 180 cm. Les flux turbulents sont alors calculés par la « bulk » méthode entre la surface considérée en fusion permanente et la mesure à 30 cm de hauteur.
Des mesures directes de la sublimation de la glace par pesée de lysimètres ont été effectuées sur le glacier au cours d'une quarantaine de journées réparties sur les années

hydrologiques 1996-97 et 1997-98. Ces mesures permettent de caler les valeurs de z_{oq} pour différents types de surface (neige fraîche, névé, glace, ou pénitents). Disposant d'une équation pour trois longueurs de rugosité inconnues, Wagnon [1999] considère $z_0 = z_{0T} = z_{0q}$. Hors périodes de calibration, la valeur de z_o est déterminée par comparaison des caractéristiques de la surface avec les surfaces observées lors des mesures directes de la sublimation.

Les incertitudes sur les flux turbulents sont difficiles à quantifier et sont certainement fortes. Wagnon [1999] estime les incertitudes « au moins » de l'ordre de 30 % à partir d'une étude de la sensibilité des flux aux variables météorologiques d'entrée (vitesse du vent, température, humidité), à la hauteur de rugosité z_0, et aux hauteurs des mesures. L'étude de sensibilité est limitée par le fait que les paramètres et les variables d'entrée sont modifiés un à un alors qu'ils ne sont pas indépendants en réalité.
Lors des mesures directes de la sublimation, les lysimètres (165 cm² et 395 cm²) sont enterrés d'une quinzaine de centimètres dans la glace ou la neige, et la surface est reconstituée à la main pour ressembler au mieux à la surface naturelle. Les erreurs de mesure sont essentiellement liées à l'altération de la surface : suite au tassement de la neige ou aux pertes par évaporation, l'affleurement en surface des parois des lysimètres tend à augmenter la rugosité. Le vent peut apporter ou enlever de la matière aux lysimètres. L'erreur peut être estimée par l'analyse des écarts de mesure entre différents types de lysimètres. Kuz'min [1961, p.151] estime que l'écart-type de l'erreur sur la mesure de la sublimation de la neige à partir de lysimètres de 100 cm^2 est de 0.44 mm d'eau par jour, soit environ 50 % de la sublimation journalière de saison sèche sur le glacier du Zongo.
Lorsque la surface est recouverte de pénitents qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres de hauteur (40 cm en août 1997), le niveau de mesure à 30 cm est du même ordre de grandeur que la hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement. La mesure peut alors se situer proche de la couche visqueuse où les transferts de chaleur et de vapeur d'eau sont contrôlés par diffusion moléculaire et par les forces d'inertie, et non plus seulement par la turbulence décrite par les gradients de vent, de température et d'humidité dans la couche de surface.

La dépendance des flux turbulents selon les variables météorologiques (température, humidité et vent) permet d'identifier les facteurs de variation des flux. Auparavant, les fluctuations des variables météorologiques sont examinées en relation avec les erreurs de mesure.

V.3.4.b Température et humidité de l'air

V.3.4.b.1 Précision de la mesure

Les erreurs de mesure de la température et de l'humidité de l'air affectent les calculs des flux turbulents mais aussi les paramétrisations du facteur d'émission de l'atmosphère en radiation de grande longueur d'onde (chapitre VI.3.5).
La température indiquée par un thermomètre est celle qu'il prend sous les effets combinés des échanges par conduction et convection avec l'air environnant, des rayonnements qu'il absorbe et de son rayonnement propre. Afin que les échanges par convection avec l'air soient prédominants et que les effets des rayonnements soient réduits, il est nécessaire de ventiler le thermomètre et de le protéger par un abri. L'augmentation de la finesse des mesures sur le glacier par une ventilation artificielle a été examinée dans plusieurs études [ex. Berton et al., 1997], mais les autres sources d'erreur n'ont pas été étudiées.

La station SMA1 a été installée à proximité de la station SMA2 à 5150 m du 8 au 23 juillet 1999, permettant une comparaison entre les mesures d'un psychromètre (SMA2) et d'un instrument Vaisala constitué d'une thermistance et d'un hygromètre capacitif (SMA1). Les mesures étaient à 180 cm de hauteur au-dessus d'une surface de neige. Des périodes de ciel clair ont alterné avec des épisodes de chutes de neige. Les mesures perturbées par des dépôts de neige ou d'eau liquide ont été éliminées.
Les psychromètres (prototypes INRA) sont composés de deux thermocouples cuivre-Constantan identiques placés côte à côte sur le même support. L'un des deux est maintenu mouillé grâce à une mèche hydrophile plongeant dans un réservoir d'eau. Une concentration de 10 % d'alcool est maintenue dans le réservoir afin d'éviter le gel. Les thermocouples sont protégés de la radiation solaire par deux cylindres blancs de diamètres 12 et 8 cm, recouverts d'un disque blanc de 30 cm de diamètre. Une ventilation artificielle est assurée en permanence par aspiration d'air (environ 2-4 $m.s^{-1}$). Le thermomètre « sec » indique la température de l'air T, le thermomètre mouillé indique une température « mouillée » T_m inférieure à T. L'humidité de l'air est déduite de l'écart entre les deux températures par la formule empirique de Regnault :

$$\frac{e_w(T_m) - e}{p} = A\,(T - T_m) \qquad \text{(V.44)}$$

où p est la pression atmosphérique, e est la pression de vapeur, et $e_w(T_m)$ est la pression de vapeur saturante à la température « mouillée ». A est le coefficient psychrométrique ($°C^{-1}$).

Le coefficient psychrométrique varie avec la vitesse de ventilation, avec la température et l'humidité de l'air, et avec la forme du psychromètre [Guyot, 1997, p.51]. La ventilation artificielle permet de réduire les variations du coefficient psychrométrique.
La formule de Regnault peut être établie sur une base théorique en considérant qu'une masse d'air passant au voisinage de la mèche humide est à la fois refroidie de T à T_m et saturée en vapeur d'eau. Le refroidissement de la masse d'air est alors égal à la quantité de chaleur nécessaire à l'évaporation de la mèche humide pour saturer cette masse d'air. On obtient ainsi la valeur théorique du coefficient psychométrique $A = 66.10^{-5}$ °C^{-1}.
En fait, si on opère une ventilation suffisante, on constate que la valeur empirique de A est très voisine de cette valeur théorique, bien qu'un peu supérieure [Queney, 1974, p.132].

Le Vaisala HPM45C est protégé de la radiation solaire par un abri mais n'est pas ventilé. La mesure de l'hygromètre est basée sur la variation de la capacité d'un condensateur selon l'humidité de l'air. Ce capteur a l'avantage d'être peu affecté par la température qui est mesurée indépendamment par une thermistance.
Les Vaisalas sont fréquemment utilisés dans les études de micrométéorologie au-dessus des surfaces glaciaires. L'incertitude généralement annoncée est de quelques dixièmes de degrés en température et de quelques pourcents en humidité relative, tendant à augmenter vers la saturation (tableau V.6).

Tableau V.6 : précisions des capteurs de type Vaisala pour les mesures de l'humidité et de la température de l'air.

Références	**Précision en température**	**Précision en humidité relative**	**Notes**
Campbell Scientific [1998]	± 0.2°C	± 2 % de 0 à 90 % ± 3 % de 90 à 100 %	Notice du capteur
Guyot [1997]		± 1 % de 0 à 80 % ± 3 % de 80 à 100 %	
Obleitner et De Wolde [1999]	± 0.2 °C	± 4 %	Glacier islandais, ventilé
Marks et Dozier [1992]	± 0.3 °C	± 4 %	Neige, non ventilé
Konzelmann et al. [1994]		± 3 % de 0 à 90 % ± 5 % de 90 à 100 %	Calotte groenlandaise, ventilé

- **La température**

La moyenne et l'écart-type des différences de température entre le Vaisala et le psychromètre sont respectivement de 0.9°C et de 0.33°C (figure V.33 (a)). Quand la radiation solaire est forte, la surestimation de la température par le Vaisala non ventilé entraîne des différences de plusieurs degrés (figure V.33 (b)). Les deux séries sont bien corrélées (r^2=0.95) et la différence entre les deux capteurs provient essentiellement d'un décalage du zéro (erreur systématique).

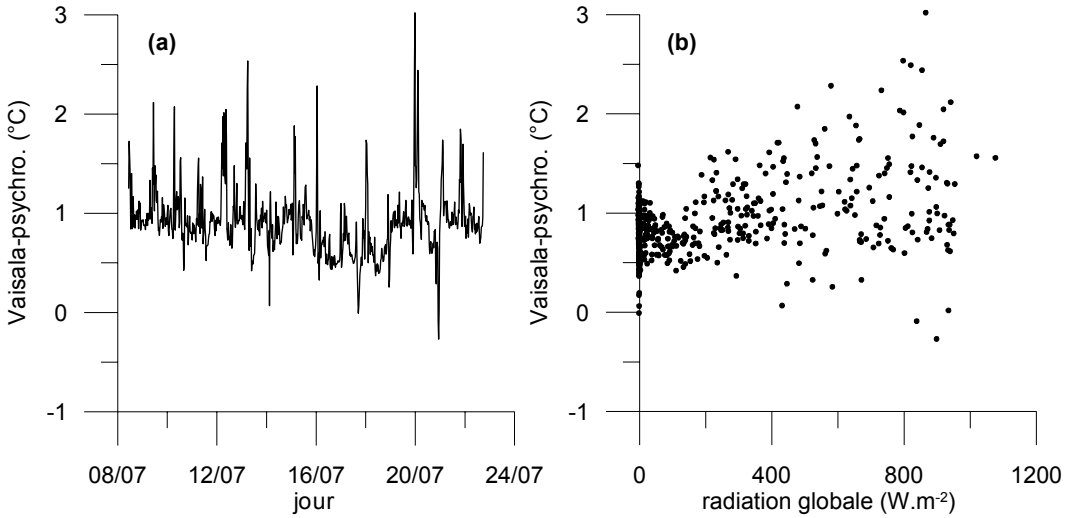


Figure V.33 : différence des mesures demi-horaires de la température du Vaisala moins la température du psychromètre à 5150 m, du 8 au 23 juillet 1999. (a) représente les différences selon le jour. (b) représente les différences selon la radiation solaire globale.

- **L'humidité**

L'humidité relative des psychromètres est calculée par rapport à la saturation à la température du Vaisala afin d'éliminer l'influence des différences de température entre les deux capteurs. Les différences d'humidité relative sont considérables, dépassant fréquemment 50 % (figure V.34) et les deux séries sont très mal corrélées (r^2<0.1). Les mesures du psychromètre sont toujours élevées (> 70 %), supérieures aux mesures du Vaisala qui ont une plus grande variabilité. Les deux signaux se rejoignent uniquement lorsque l'air est proche de la saturation, comme lors de la période de mauvais temps du 16 au 19 juillet. Quelques valeurs aberrantes, supérieures à 100 %, sont enregistrées par le psychromètre. L'accord n'est pas meilleur avec le psychromètre à 30 cm de hauteur (non montré).

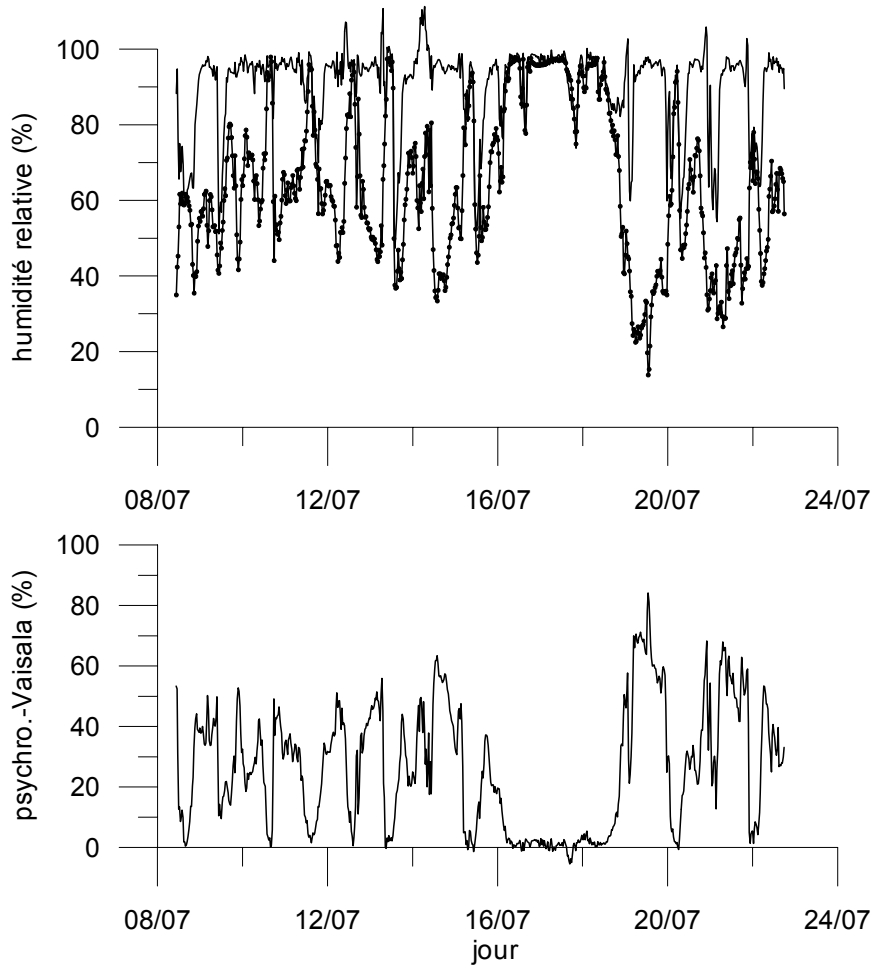


Figure V.34 : mesures demi-horaires de l'humidité relative à 5150 m, du 8 au 23 juillet 1999. Le panneau supérieur représente les mesures du psychromètre (trait) et du Vaisala (trait plus points). La différence des humidités relatives est représentée dans le panneau inférieur.

L'écart entre les deux séries diminue presque linéairement avec l'augmentation de l'humidité (figure V.34 (a) et (b)). La relation est plus marquée la nuit lorsque les mesures non ventilées du Vaisala ne sont pas perturbées par la radiation solaire (figure V.34 (b)). Cette relation linéaire provient du fait que le psychromètre est toujours proche de la saturation. En notant RH l'humidité relative de l'air, la différence des mesures s'écrit : RH(psychromètre) – RH(vaisala) ≈ 100 – RH(vaisala).

La précision du Vaisala est maximale quand l'humidité est faible et tend à se dégrader vers la saturation (tableau V.6), alors que l'écart entre les deux capteurs est minimum pour les fortes saturations. On choisit donc d'examiner plus en détail les mesures du psychromètre.

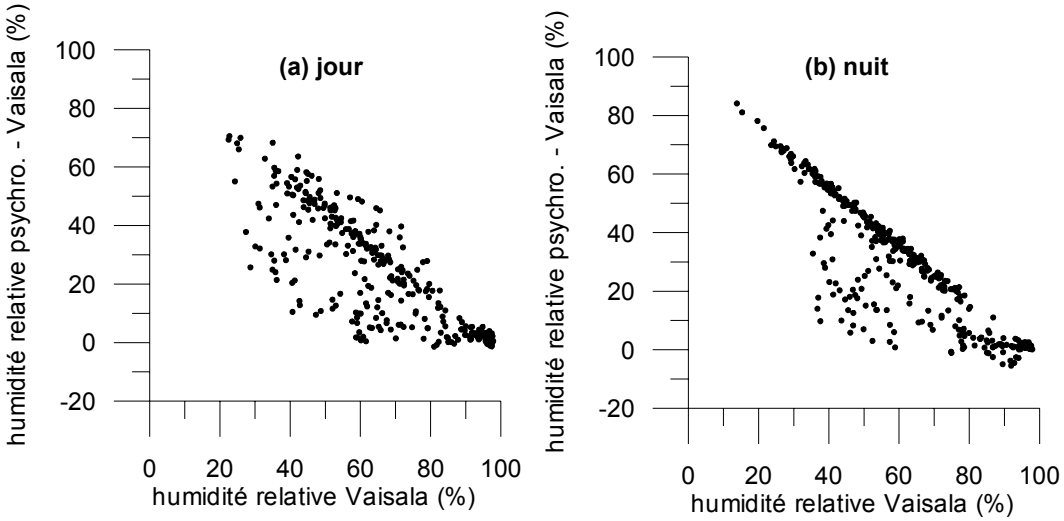


Figure V.34 : différences des mesures d'humidité relative Vaisala moins psychromètre selon le Vaisala. (a) et (b) représentent les mesures de jour (6h-18h) et de nuit (18h-6h), respectivement

- **L'équation psychrométrique**

Les études précédentes ne s'étaient pas intéressées à la sensibilité de la mesure de l'humidité aux différents termes de l'équation psychrométrique (V.44) qui peut s'écrire :

$$e = e_w(T_m) - 10^{-5}\ A'\ p\ (T - T_m) \qquad \text{(V.45)}$$

où A' = 66 °C^{-1}.

La figure V.35 montre les variations des différents termes de l'équation (V.45) au cours du mois de juillet 1999.

Lorsque la vitesse de ventilation augmente de 0.12 à 4 m.s^{-1}, le coefficient A' diminue de 130 à 67 °C^{-1}, puis est constant [Guyot, 1997, p.51]. La pression atmosphérique est de 540 hPa à 5150 m. Lorsque l'évaporation de la mèche mouillée augmente, la différence ($T-T_m$) augmente et l'humidité mesurée tend à baisser, mais la relation est peu marquée (figure V.35 (c)). L'écart de température ($T-T_m$) ne dépassant pas 3°C, le terme soustrait à la pression de vapeur saturante $e_w(T_m)$ dans l'équation V.45 est faible, de l'ordre de 0.5 hPa, alors que la pression de vapeur saturante varie entre 3 et 6 hPa (figure V.35 (d)). Une comparaison entre les deux capteurs effectuée en saison des pluies a donné des résultats similaires.

La différence ($T-T_m$) est trop faible et atteint souvent des valeurs aberrantes négatives en milieu de journée (figure V.35 (a)), pouvant entraîner une humidité relative supérieure à 100 % (figure V.34). Il est paradoxal que la différence des températures « sèche » et « mouillée » directement reliée à l'évaporation de la mèche humide affecte peu l'humidité

mesurée. Une conséquence est que la valeur du coefficient psychrométrique affecte peu la pression de vapeur. Les erreurs ne sont pas dues à une différence de temps de réponse entre les thermocouples secs et mouillés car ($T-T_m$) reste négatif tout au long de certaines journées. Elles peuvent provenir d'un décalage d'échelle entre les deux thermocouples. Les incertitudes (mal connues) sur chaque thermocouple se cumulent entraînant une forte erreur sur la différence ($T-T_m$).

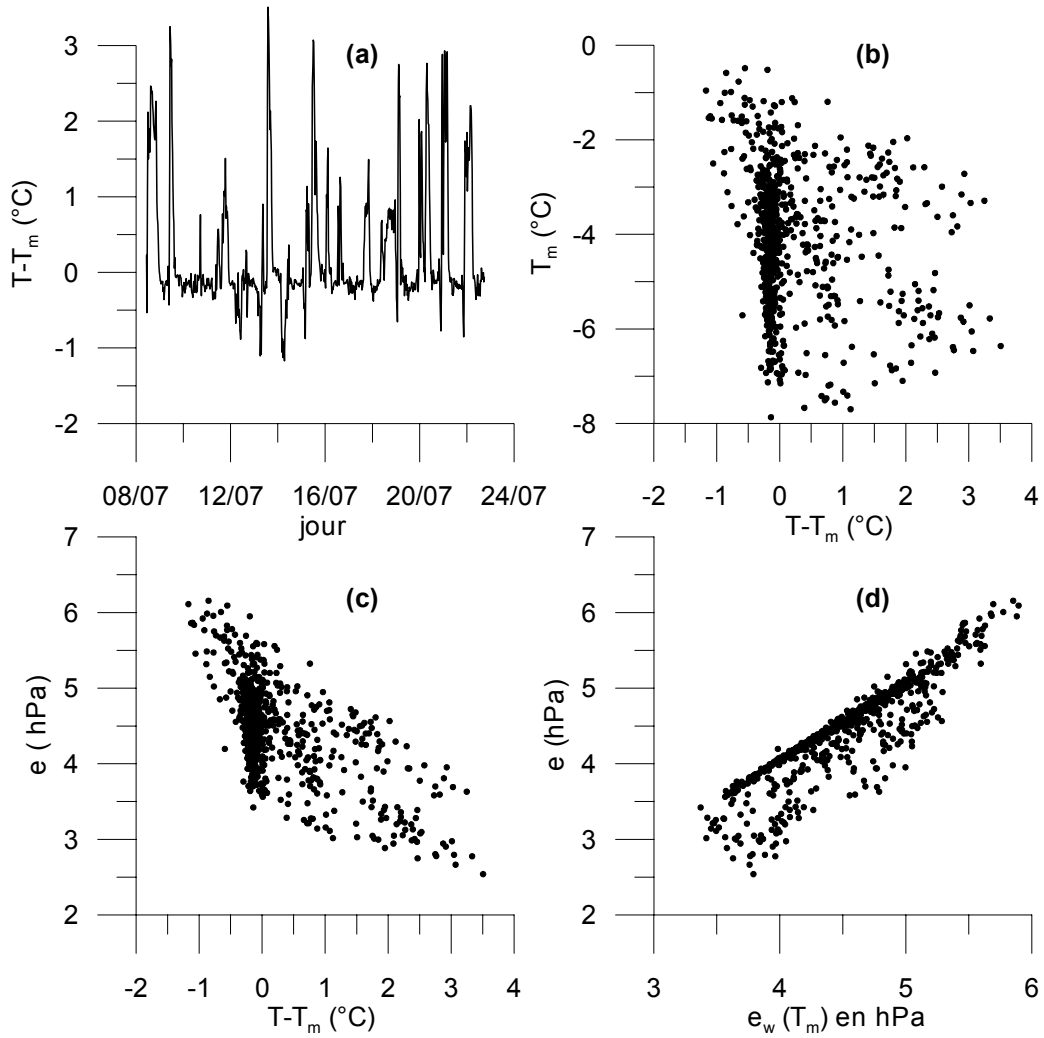


Figure V.35 : relations entre les différents termes de l'équation psychrométrique V.45, moyennes demi-horaires à 5150 m, du 8 au 23 juillet 1999. (a) montre T- T_m selon le jour, (b) montre T_m selon T- T_m, (c) montre e selon T-T_m, et (d) montre e selon $e_w(T_m)$.

L'humidité dépend essentiellement du terme $e_w(T_m)$ (r^2=0.8, figure V.35 (d)), donc de la température « mouillée » T_m qui n'est pas reliée à la différence ($T-T_m$) (figure V.35 (b)). Les erreurs sur la mesure de la température mouillée affectent fortement la mesure de l'humidité. La précision de la température « mouillée » dépend de l'alimentation de la mèche à partir du réservoir. Sur le glacier, le gel peut perturber les mesures. L'efficacité

de l'ajout d'alcool dans le réservoir est contrôlée en milieu de journée lors des visites sur le terrain mais jamais la nuit.

Si l'alimentation en eau de la mèche du thermocouple mouillé n'est pas suffisante pour compenser l'évaporation, la mèche s'assèche, T_m rejoint T et la mesure du psychromètre donne un air saturé en humidité ($e \approx e_w(T_m) \approx e_w(T)$). Ainsi, un défaut d'alimentation en eau du thermocouple mouillé, dû par exemple à une mauvaise conception de la mèche, explique que l'erreur du psychromètre augmente avec la sécheresse de l'air.

La pression atmosphérique dans l'équation V.45 provient de la relation entre l'humidité spécifique et la pression de vapeur (équation V.24). Au niveau de la mer (p_o = 1000hPa), la contribution de la différence ($T-T_m$) à la mesure de l'humidité serait deux fois plus importante, entraînant une meilleure corrélation de l'humidité avec l'évaporation de la mèche mouillée (r^2=0.63 au lieu de 0.39 à 540 hPa).

Lorsque les calculs de Wagnon [1999] sont utilisés (ex. en partie VI), il est important de noter que l'incertitude annoncée sur la mesure de l'humidité de ± 0.3 hPa est bien trop faible. L'erreur annoncée sur le calcul des flux turbulents, déjà importante (de l'ordre de 30 %), doit être reconsidérée : une erreur de 25 % sur l'humidité entraîne une erreur de 80 % sur le flux de chaleur latente [Wagnon, 1999 p.95].
L'humidité toujours proche de la saturation selon les psychromètres entraîne une faible sublimation. Pour compenser le faible gradient d'humidité, le paramètre z_0 calé sur des mesures directes de la sublimation est sans doute surestimé :

(i) les hauteurs de rugosité présentées par Wagnon [2000] sont sans doute trop fortes (valeurs comprises entre 2 et 30 mm) ;

(ii) de nouvelles campagnes de calibration de z_0 avec les Vaisalas sont nécessaires.

L'étude de l'équation psychrométrique était une étape essentielle avant l'utilisation des résultats de Wagnon [1999] dans la modélisation des flux turbulents sur l'ensemble du glacier à un pas de temps horaire. Les psychromètres ne sont pas adaptés aux mesures en continu sur les glaciers. La haute altitude réduit la sensibilité de l'instrument : à pression de vapeur constante, la diminution de la pression atmosphérique entraîne une augmentation de l'écart de densité entre l'air sec et l'air humide. Il est important d'examiner l'influence de la haute altitude sur les flux, mais aussi sur les méthodes de mesure. Nous y reviendrons dans le paragraphe V.5.

V.3.4.b.2 Observations et conséquences de la couche chaude

La « couche chaude » a une forte incidence sur la méthode de calcul des flux turbulents. Un maximum de température à proximité des surfaces de neige ou de glace a été observé par conditions de forte insolation (un fort albédo est favorable), de faible échange de chaleur sensible et de faible vent [ex. de la Casinière, 1974 ; Martin, 1975 ; Halberstam et Schieldge, 1981 ; Male et Granger, 1981 ; Meesters et al., 1997]. Les sources d'énergie citées sont : l'advection d'air chaud et l'absorption de la radiation solaire par la vapeur d'eau ou par les aérosols. Selon Meesters et al. [1997], il est peu probable que l'énergie provienne des flux radiatifs telluriques car une couche de surface humide sous un ciel clair favorise les conditions de divergence plutôt que de convergence de ces flux.
Wagnon [1999, p.87] a illustré la « couche chaude » par l'évolution du profil de la température entre la surface et 1 m de hauteur au cours d'une journée « type » (le 3 mars 1997). Il a aussi montré que le gradient de température entre les deux niveaux de mesure de la station SMA2 (30 et 180 cm) était souvent négatif en milieu de journée lors de la première semaine de septembre 1997.

Il est nécessaire de mieux quantifier la fréquence d'apparition de la « couche chaude » dans le cycle annuel, afin de déterminer si ce phénomène peut être négligé ou s'il est suffisamment courant pour affecter les flux turbulents. L'étude est faite ici sur l'ensemble d'une saison sèche lorsque les journées de ciel clair sont fréquentes et les flux turbulents sont les plus forts.

Une centrale Campbell reliée à six thermocouples ventilés et protégés de la radiation solaire directe a été utilisée lors de plusieurs missions sur le terrain à 5150 m d'altitude pour mesurer le profil de température entre la surface et 100 cm de hauteur (hauteurs : 2, 10, 30, 40, 50 et 100 cm). La centrale enregistre les moyennes toutes les cinq minutes des mesures au pas de temps de 5 secondes. Suite aux mesures présentées par Wagnon [1999], un moteur de ventilation deux fois plus puissant a été installé, fournissant en permanence jour et nuit une vitesse de ventilation d'environ 5 $m.s^{-1}$. Les mesures au-dessus de la neige sont présentées pour 30 jours entre le 1er juin et le 31 juillet 2000 (des lacunes de plusieurs jours ont interrompu les mesures). Les capteurs ont été positionnés en direction du sud pour réduire l'éclairement solaire. Les six thermocouples ont été calibrés dans un mélange d'eau et de glace à 0°C avant et après l'expérience.
Les figures V.36 (a), (b) et (c) montrent les profils moyens obtenus la nuit, la journée et en début d'après-midi, respectivement. Le gradient thermique entre la surface et 1 m de

hauteur est positif (profil stable) et environ deux fois plus fort la nuit (moyenne : 2.8°C.m^{-1}, écart-type 1.8°C.m^{-1}) que la journée (moyenne : 1.2°C.m^{1}, écart-type 1.7°C.m^{-1}). La cause de la température trop élevée à 2 cm de hauteur est inconnue et peut être liée à de l'accumulation de neige sur le capteur près du sol (figure V.36 (a)). En journée, le profil stable est interrompu par des températures élevées vers 30-40 cm de hauteur (figure V.36 (b)) en raison d'un maximum marqué de la température (environ + 0.4°C) apparaissant en début d'après-midi (figure V.36 (c)). Le profil nocturne confirme que le zéro du capteur à 30 cm n'est pas décalé par rapport aux autres capteurs.

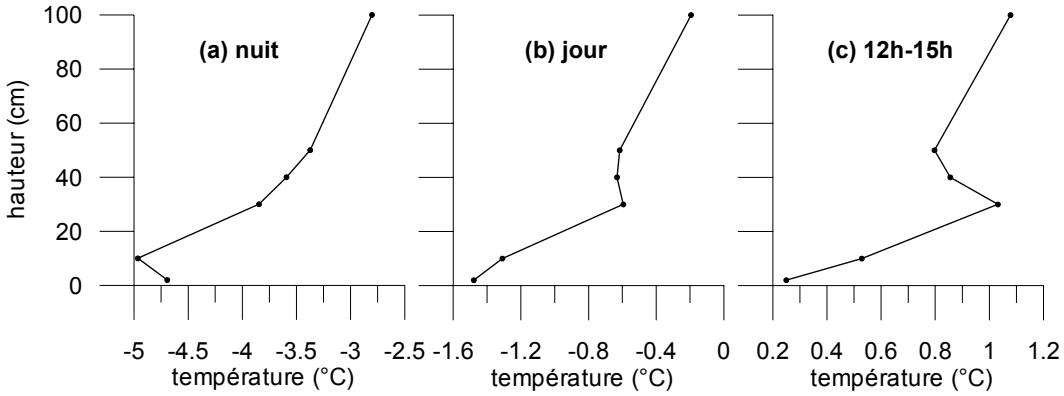


Figure V.36 : profils des températures moyennes entre la surface et 1 m de hauteur à 5150 m, du 1er juin au 31 juillet 2000. (a) montre le profil moyen nocturne de 18h à 6 h (4320 données), (b) montre le profil moyen diurne de 6h à 18h (4320 données) et (c) montre le profil moyen entre 12 h et 15 h (1080 données).

La « couche chaude » apparaît régulièrement en début d'après-midi de ciel clair, pour des vitesses du vent de l'ordre de 2 m.s^{-1} (figure V.39). Elle est suffisamment marquée pour modifier le profil moyen des journées de saison sèche.

Les histogrammes des hauteurs du maximum et du minimum de température permettent de quantifier la fréquence d'apparition de l'anomalie thermique (figure V.37). Pour un peu plus de la moitié des mesures en journée, le minimum de température est enregistré à proximité du sol et le maximum est enregistré à 1 m de hauteur (figures V.37 (a) et (b), correspondant au profil stable observé en moyenne (figure V.36 (b)).

Un peu moins de la moitié des données est marquée par un maximum en dessous de 50 cm de hauteur, impliquant une divergence de chaleur sensible (figure V.37 (a)). Les situations d'instabilité thermique entraînant la convection libre ne semblent donc pas rares (il faudrait aussi mesurer le gradient d'humidité). A 5050 m, le gradient de température entre la surface et 1 m de hauteur fait également apparaître des situations d'instabilité thermique en journée (non montré).

Pour environ 20 % du temps en journée, le maximum de température en-dessous de 50 cm se situe entre 10 et 40 cm (figure V.37 (c)), correspondant à la situation moyenne de la « couche chaude » (figure V.36 (c)).

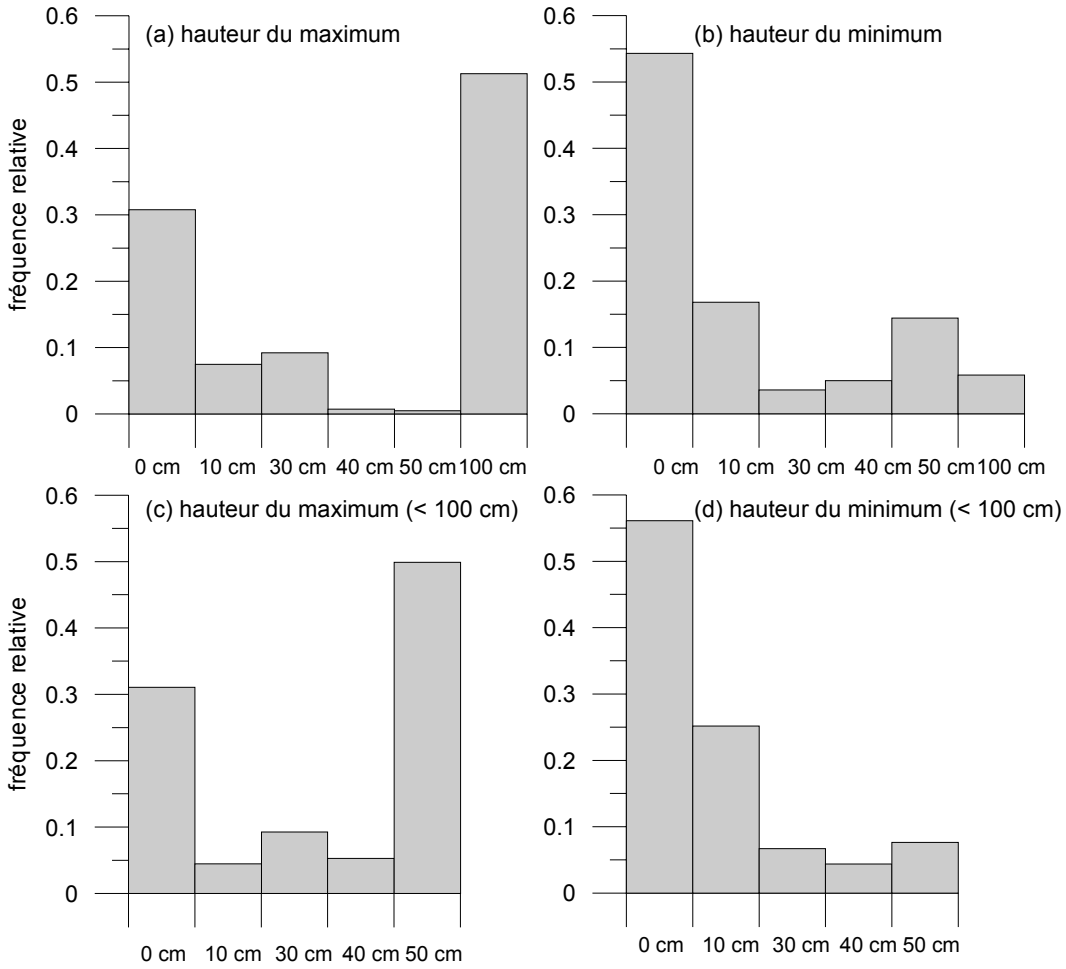


Figure V.37 : histogrammes des hauteurs de la température maximale (a, c) et de la température minimale (b, d) des mesures en journée (6h-18h.) Mesures toutes les 5 minutes du 1er juin au 30 juillet 2000. (a, b) est pour les hauteurs 2, 10, 30, 40, 50 et 100 cm. (c, d) est pour les mêmes hauteurs sans 100 cm. Les profils d'amplitude (Tmax-Tmin) inférieure à 0.5°C ne sont pas considérés

Les hauteurs de la température maximale varient beaucoup. L'instabilité thermique de la « couche chaude », telle qu'elle apparaît dans le profil moyen (figure V.36 (c)), n'est pas une situation stationnaire, « gelée », mais est le résultat de mouvements de convection turbulente.

Les fréquentes conditions de divergence de chaleur sensible à proximité du sol (près de 50 % des profils diurnes de saison sèche) réduisent fortement la couche de surface, parfois à quelques centimètres. La méthode des profils est inapplicable, même à partir de

la surface (« bulk » méthode). Confronté à un problème similaire, de la Casinière [1974] calcule les flux au-dessus de la « couche chaude » (vers 50 cm). Seule une analyse des sources d'énergie à l'origine des anomalies thermiques permettrait de relier les flux en surface avec les flux dans et au-dessus de la « couche chaude ».

V.3.4.b.3 Variations selon l'altitude

La température de l'air décroît avec l'altitude. Au-dessus du glacier, les mesures à 5150 et à 5550 m font apparaître un gradient variant peu au cours de l'année, de l'ordre de -0.6°C par 100 m [Berthier et al., 2001b], proche des observations dans les Alpes [ex. Obled et Harder, 1979]. La présence du glacier tend à atténuer le gradient thermique en raison de l'humidité de l'air et de la limite à 0°C de la température de surface. La décroissance de la température de l'air est donc de l'ordre de 1.8°C entre le bas et le haut de la zone d'ablation. Une plus grande précision peut être obtenue en considérant des gradients différents selon le couvert nuageux ou selon le jour ou la nuit [ex. Cline et al., 1998].

La pression de vapeur tend à diminuer avec l'altitude en raison du refroidissement de l'air. La décroissance étant plus marquée pour les basses couches, des formules empiriques de forme exponentielle sont généralement appliquées [ex. Barry, 1992, p.27] :

$$e(z) = e_0 \exp(-\beta z) \qquad (V.46)$$

où e_0 est une pression de référence et β un paramètre empirique de l'ordre de 0.44 km^{-1}.
Selon l'équation (V.46), la pression de vapeur à la ligne d'équilibre n'est plus que 86 % de sa valeur au front du glacier. La surface du glacier généralement en situation d'évaporation atténue la décroissance. Le gradient d'humidité ne peut être déduit des mesures sur le glacier car il est faible par rapport aux erreurs de mesure (psychromètre à 5550 m et Vaisala à 5050 m).

V.3.4.c Vitesse et direction du vent

L'analyse des régimes de vent permet de caractériser les masses d'air intervenant dans la couche limite du glacier. Une telle étude est un complément important aux mesures de micrométéorologie des flux turbulents qui sont entachées d'une forte incertitude et ont une faible représentativité spatiale. Le chapitre IV.2 [Sicart et al, 2002] a analysé le régime des vents à 5150 m en relation avec les précipitations. On examine ici les

variations de la vitesse et de la direction du vent selon la saison et selon les sites (tableau V.7).

Tableau V.7 : altitudes et hauteurs de mesure de la vitesse et de la direction du vent sur le glacier.

Station	**Altitude (m)**	**Hauteur de mesure (cm)**
SMA1	5050	250
SMA2	5150	30 et 180
SMA3	5550	250

La précision des anémomètres - girouettes Young 05103 installés sur le glacier est de ± 5 % en vitesse et de ± 3° en direction [Campbell Scientific, 1993]. L'anémomètre est un capteur à hélice à faible seuil de démarrage (environ 0.5 $m.s^{-1}$) qui est adapté à la mesure des faibles vitesses de vent sur le glacier. Selon Wagnon [1999], une variation de la vitesse de vent de 10 % entraîne une variations des flux turbulents inférieure à 15 %. Les incertitudes sur la vitesse du vent entraînent donc une faible erreur sur les flux turbulents.

V.3.4.c.1 Cycles diurnes et saisonniers

Tout au long de l'année, le régime des vents est dominé par la circulation atmosphérique locale avec l'alternance du vent de vallée en journée (provenant de l'est et du sud-est) et du vent de glacier la nuit (du nord-ouest) (figure V.38). La vitesse du vent n'est jamais très élevée, dépassant rarement 5 $m.s^{-1}$ (chapitre IV.2). Les circulations thermiques locales sont favorisées par les faibles forçages synoptiques associés aux conditions climatiques tropicales (chapitre III.3).

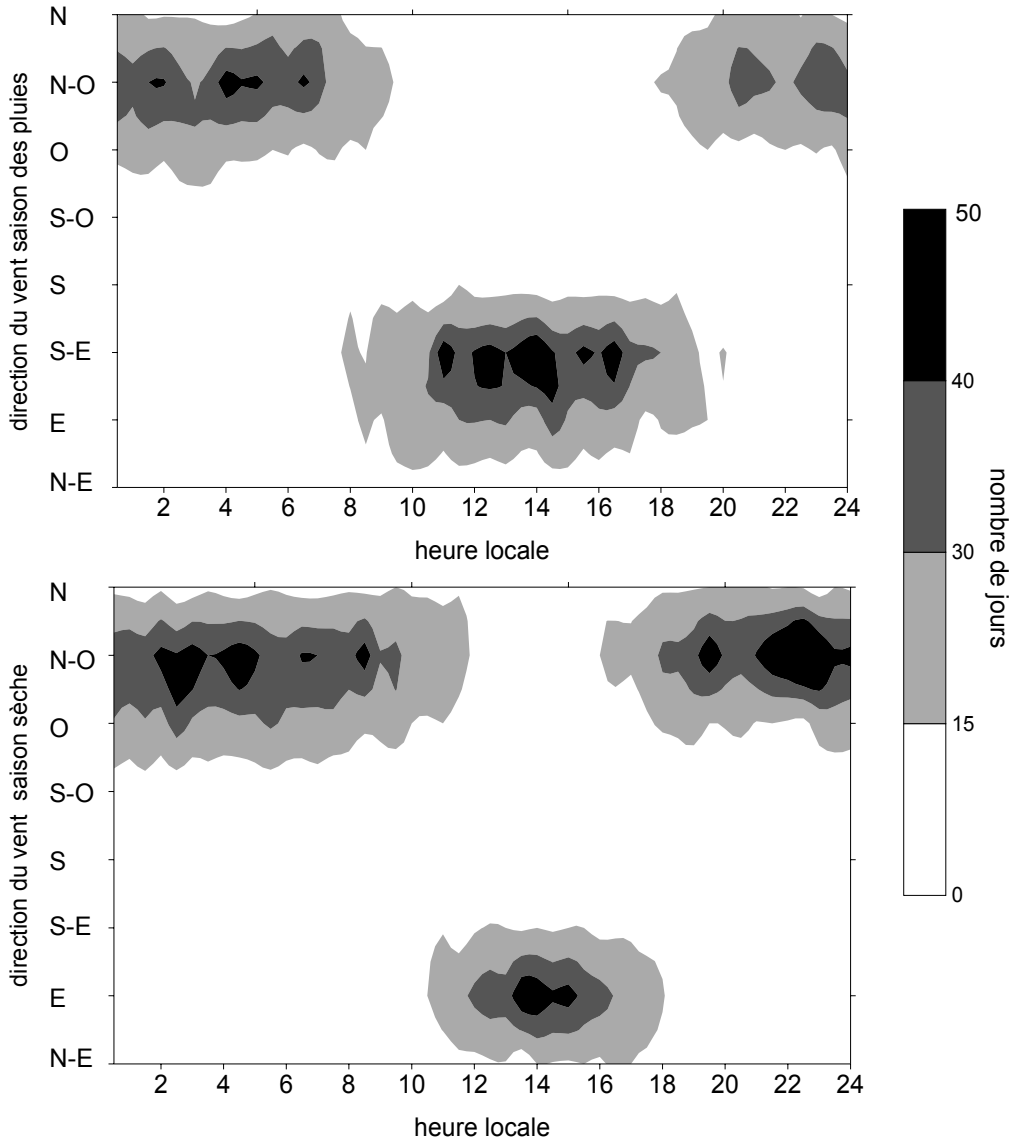


Figure V.38 : direction du vent (axe des ordonnées) selon l'heure de la journée (axe des abscisses). Mesures demi-horaires de la SMA1 (5050 m). Les contours représentent les nombres de jour. Le panneau supérieur correspond à la saison des pluies (janvier-avril 2000). Le panneau inférieur correspond à la saison sèche (mai-août 2000). La somme des points sur chaque verticale représente 120 jours.

En saison des pluies, le vent de vallée domine en journée (de 10 h à 18 h) et le vent de glacier n'intervient que la nuit (figure V.38). En saison sèche, le régime des vents est dominé par le vent de glacier même en journée. Le vent de vallée n'intervient que quelques heures en début d'après midi.

Le cycle nycthéméral de la direction du vent est synchrone à 5050 m et à 5150 m (figure 7a de Sicart et al., 2002, chapitre IV.2). Il est également observé à 30 et 180 cm de hauteur à la station SMA2 (non montré).

En moyenne annuelle, la vitesse du vent n'est jamais forte, proche de 2 $m.s^{-1}$ de jour ou de nuit (figure V.39). Les vents sont constamment plus forts en saison sèche qu'en saison des pluies d'environ 1 $m.s^{-1}$. Le vent nocturne est généralement plus fort que le vent diurne. L'amplitude nycthémérale la plus forte (environ 1 $m.s^{-1}$) est en saison sèche. En saison des pluies, le vent de vallée cause un maximum de vent diurne en début d'après-midi.

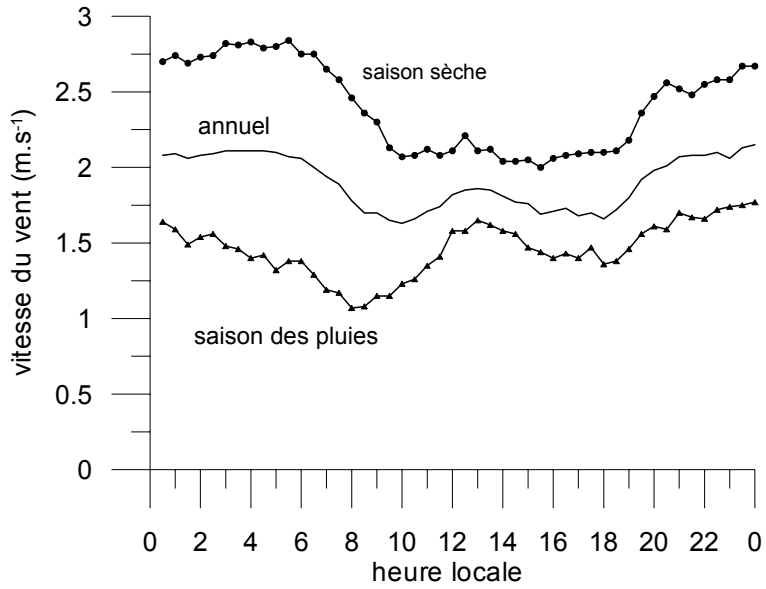


Figure V.39 : moyennes demi-horaires de la vitesse du vent mesurée à 180 cm de hauteur par la SMA2 (5150 m) sur l'année 1999-2000. De haut en bas : (courbe plus points) montre les moyennes de saison sèche, (courbe) montre les moyennes annuelles, et (courbe plus triangles) montrent les moyennes de saison des pluies

En surface du glacier, le vent est le plus fort en saison sèche essentiellement à cause du fort et continu vent de glacier par ciel non nuageux. C'est aussi la saison où les forçages synoptiques sont les plus forts en raison de la proximité des flux d'ouest (chapitre III.3). Au cours des nuits couvertes de saison des pluies, les pertes radiatives de la surface sont atténuées, réduisant le vent catabatique. Par contre, la circulation thermique locale est maximale en saison des pluies, entraînant une augmentation de la vitesse du vent de vallée en début d'après-midi.

V.3.4.c.2 Le vent de glacier

Le vent de glacier, fréquent sur le glacier du Zongo, est caractérisé par un maximum à quelques mètres de hauteur. La hauteur du maximum est reliée à l'épaisseur de la couche

de surface et au coefficient de diffusion turbulente [ex. Kuhn, 1978]. Bien que cette hauteur soit un paramètre important, elle n'est pas connue sur le glacier.
La justification de Wagnon [1999, p.29] pour calculer les flux nocturnes par la méthode des profils entre les deux hauteurs de mesure de SMA2 est que le vent est toujours plus fort à 180 cm (u_2) qu'à 30 cm (u_1) en moyenne journalière. Or, l'argument ne tient pas si la différence est faible car un gradient positif ($u_2 > u_1$) peut être causé par un maximum de vent entre les deux niveaux. On peut conclure sur la position du maximum de vent uniquement si la différence est négative ($u_2 < u_1$). Par ailleurs, les valeurs moyennes sur 24 h ne rendent pas compte du contraste entre les vents diurne et nocturne.

On examine les histogrammes des différences de vitesse de vent entre les deux hauteurs de mesure de la station SMA2 au cours de l'année 1999-2000 (figure V.40). Le gradient du vent obtenu était en moyenne de 0.22 $m.s^{-1}.m^{-1}$ (écart-type de 0.30 $m.s^{-1}.m^{-1}$), similaire pour les mesures diurnes et nocturnes. La surface n'a pas été recouverte de pénitents augmentant fortement la rugosité et la différence de vitesse de vent est restée faible : généralement inférieure à 1 $m.s^{-1}.m^{-1}$ (figure V.40).

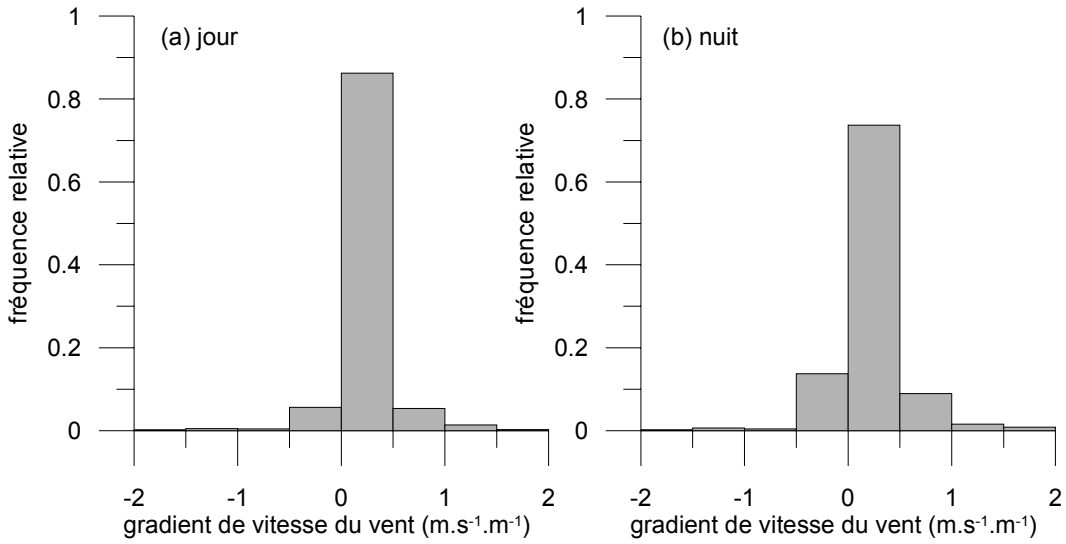


Figure V.40 : histogrammes du gradient de la vitesse de vent selon les mesures à 30 et 180 cm de hauteur à la SMA2 (5150 m). (a) montre les mesures en journée de 6 h à 18 h. (b) montre les mesures de nuit de 18 h à 6 h.

Le gradient est positif en journée pour plus de 90 % des mesures (figure V.40 (a)). Par contre, le vent décroît entre 30 et 180 cm de hauteur pour un peu plus de 15 % des mesures nocturnes (figure V.40 (b)). Une décroissance implique nécessairement une hauteur du vent maximum inférieure à 180 cm.

Sur les glaciers autrichiens Vernagt II (9.36 km^2 de superficie, environ 3.3 km de long) et Gepatsch (17.69 km^2, environ 8.7 km de long), le maximum de vent catabatique est à moins de 1.50 m de hauteur [Kuhn, 1978]. Sur le glacier de Saint Sorlin en France (3 km^2, environ 3 km de long), Martin [1975] observe un maximum de vent vers 2 m de hauteur. De nombreuses études du vent de glacier ont été conduites sur le glacier autrichien Pasterze (19.8 km^2, 9.2 km de long). Greuell et al. [1997] observent à proximité du front un maximum de vent entre 4 et 8 m de hauteur. Sur le même site, la hauteur du maximum de vent est inférieure à 13 m pour 77 % des mesures présentées par Denby et Greuell [2000].

La hauteur du maximum du vent catabatique sur le glacier du Zongo (2.4 km^2, 3 km de long) est certainement inférieure à 2 ou 3 m. La figure V.40 montre que pour environ 15 % des mesures de nuit, la hauteur du maximum de vent est inférieure à 2 m. Denby et Greuell [2000] estiment que l'épaisseur de la couche de surface est de 50 cm lorsque le vent maximum est à 5 m de hauteur.

La méthode des profils entre 30 et 180 cm est donc mal adaptée aux mesures nocturnes. Les flux turbulents sont faibles la nuit en raison de la forte stabilité thermique de l'air et on peut supposer que l'erreur a une faible incidence sur les bilans annuels.

Le vent de glacier entraîne aussi une forte réduction de la couche de surface les journées de saison sèche. Contrairement à l'influence de la « couche chaude », l'erreur sur les flux peut être forte lorsque la convection turbulente est favorisée par de forts vents de glacier.

V.3.4.c.3 Variations de la vitesse du vent selon l'altitude

L'intensité du vent de glacier dépend de la différence de température entre l'atmosphère et la surface (entraînant une diminution du vent avec l'altitude), de la pente locale et de la distance au sommet. L'influence des interactions dynamiques « passives » entre l'air et la surface (paragraphe V.3.2.c) dépend fortement des perturbations orographiques des vents de grande échelle.

Sur le glacier, la vitesse du vent semble diminuer avec l'altitude (figure V.41). La vitesse du vent varie peu entre 5050 et 5150 m d'altitude et est généralement supérieure au vent à 5550 m. La couche limite est le plus souvent stable, le transfert vertical de quantité de mouvement horizontale est réduit, accentuant le gradient de vent par rapport au profil logarithmique. L'extrapolation logarithmique du vent de 180 à 250 cm de hauteur entraîne donc une sous-estimation du vent à 5150 m. L'erreur peut être non négligeable par rapport aux faibles différences observées entre les différents sites (inférieures à 1 $m.s^{-1}$).

Les intensités du vent de glacier et du vent de vallée tendent à être maximales en zone basse. Les maxima des deux vents ne sont pas synchrones : le vent de glacier est maximum la nuit alors que le vent de vallée est maximum en milieu de journée. Bien que de directions opposées, les deux régimes de vent tendent à se cumuler pour entraîner une augmentation du vent moyen journalier vers l'aval du glacier.

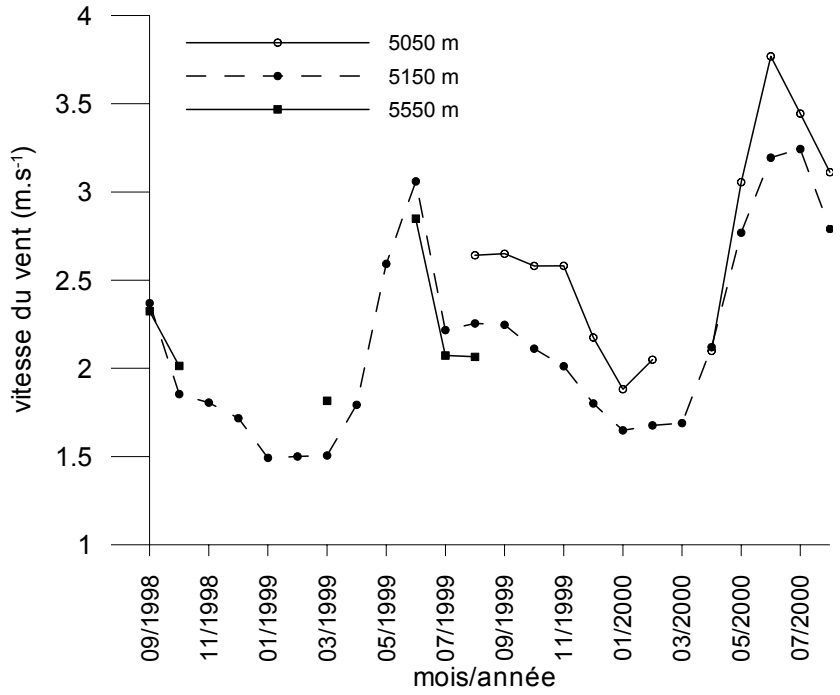


Figure V.41 : moyennes mensuelles de la vitesse du vent à 5050 m (SMA1), 5150 m (SMA2) et 5550 m (SMA3) de septembre 1998 à août 2000. Les mesures à 180 cm de hauteur de SMA2 ont été extrapolées à 250 cm par un profil logarithmique.

V.3.4.d Relations entre les flux et les variables météorologiques

On examine la dépendance des flux turbulents selon la température, la pression de vapeur et la vitesse du vent en moyennes journalières sur l'année 1999-2000 (figure V.42). Le tableau V.8 montre la matrice des coefficients de corrélation linéaire entre les variables météorologiques et les flux.

Les flux ont été calculés par la « bulk » méthode à la SMA1 (5050 m) en estimant le paramètre $z_0 = z_{0T} = z_{0q}$ selon la méthode de Wagnon [1999] (paragraphe V.3.4). La température de surface provient des mesures du pyrgéomètre orienté vers le bas (précision ± 1°C, chapitre V.2.5).

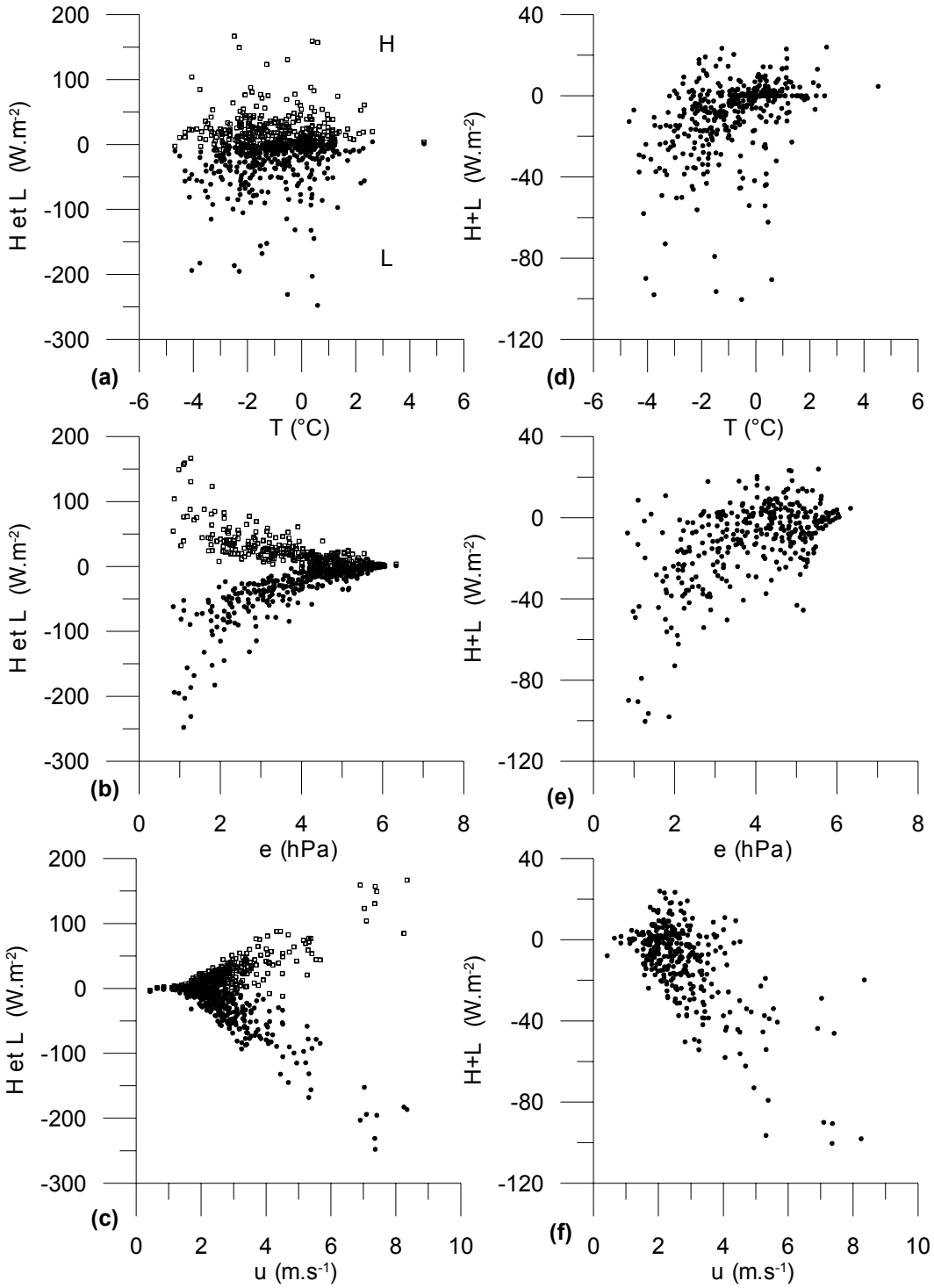


Figure V.42 : flux turbulents de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (L) selon la température (T), la pression de vapeur (e) et la vitesse du vent (u). Moyennes journalières de la SMA1 (5050 m) pour l'année 1999-2000. (a, b, c) montrent H (carrés blancs) et L (points noirs) selon T, e et u, respectivement. (d, e, f) montrent la somme H+L selon T, e et u, respectivement.

Généralement, le flux de chaleur sensible est positif, alors que le flux de chaleur latente est négatif (sublimation) (figures V.42 (a, b, c)). Les valeurs maximales du flux de chaleur sensible sont de l'ordre de 100 $W.m^{-2}$, soit 8.6 $MJ.m^{-2}$ par jour. Le flux de chaleur latente atteint jusqu'à 200 $W.m^{-2}$, soit 17.3 $MJ.m^{-2}$ par jour. Aucune relation n'apparaît avec la température (figure V.42 (a), tableau V.8). Les deux flux H et L augmentent en intensité lorsque l'humidité diminue (figure V.42 (b)) et lorsque la vitesse du vent augmente (figure V.42 (c), tableau V.8). Le flux de chaleur latente domine le bilan des flux turbulents H+L qui est généralement négatif. Le bilan H+L tend à diminuer quand l'humidité diminue et quand la vitesse du vent augmente (figures V.42 (e, f)). Les flux turbulents représentent toujours une perte d'énergie quand le vent dépasse 4 $m.s^{-1}$.
Au pas horaire, la dépendance du bilan des flux turbulents (H+L) selon la pression de vapeur est similaire aux relations journalières, mais la dépendance selon la vitesse du vent est différente : les fortes vitesses du vent ne sont pas toujours associées aux fortes sublimations (figure V.43).

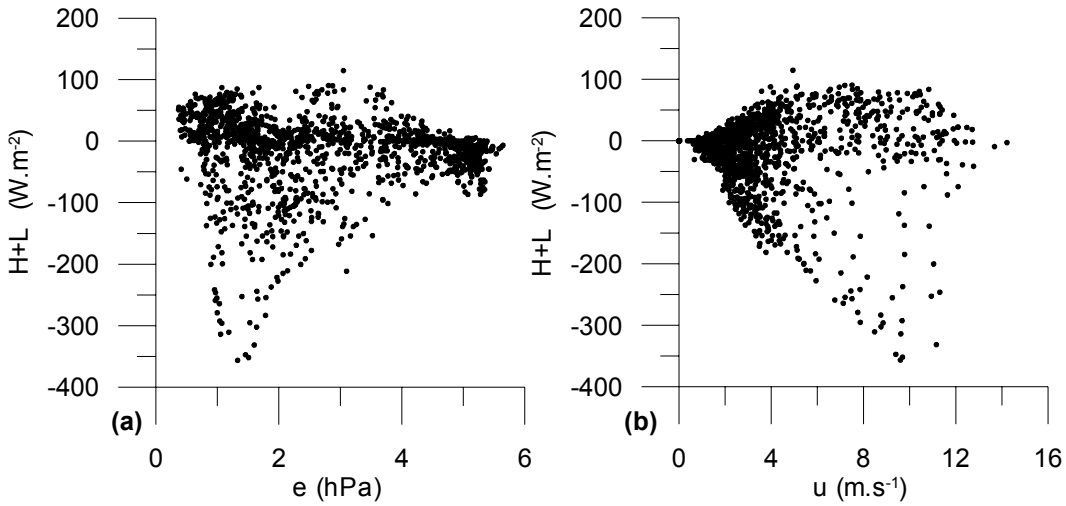
Tableau V.8 : matrice des coefficients de corrélation de la température (T), de la pression de vapeur (e), de la vitesse du vent (u), des flux turbulents de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (L) et du bilan H+L. Moyennes journalières à la SMA1 (5050 m) pour l'année 1999-2000.

Moyenne	-0.8°C	4.0 hPa	2.7 $m.s^{-1}$	21 $W.m^{-2}$	-32 $W.m^{-2}$	-9 $W.m^{-2}$
Ecart type	1.5°C	1.3 hPa	1.2 $m.s^{-1}$	26 $W.m^{-2}$	39 $W.m^{-2}$	18 $W.m^{-2}$
r	**T**	**e**	**u**	**H**	**L**	**H+L**
T	1.00	0.41	-0.15	-0.01	0.20	0.38
e	0.41	1.00	-0.62	-0.75	0.77	0.55
u	-0.15	-0.62	1.00	0.83	-0.89	-0.65
H	-0.01	-0.75	0.83	1.00	-0.89	-0.45
L	0.20	0.77	-0.89	-0.89	1.00	0.80
H+L	0.38	0.55	-0.65	-0.45	0.80	1.00

Les instruments de la SMA1 ne sont pas ventilés artificiellement. On considère ici que l'erreur sur les flux turbulents est faible car les flux sont réduits par faibles vents (figure V.42 (c)).
Les variations du flux de chaleur latente expliquent presque les deux tiers des variations du bilan H+L car L est généralement plus élevé et plus variable que H ($r^2(L,H+L) = 0.64$, tableau V.8). H et L sont bien corrélés car la vitesse du vent est le principal contrôle des variations des flux turbulents : il explique entre 70 et 80 % des variations de chacun des flux. L'augmentation de H quand la pression de vapeur diminue est liée à la corrélation

négative entre l'humidité et le vent (maximum en saison sèche) (figure V.42 (b), tableau V.8).

La sublimation est maximale les journées de saison sèche car l'air est sec et le vent est fort. Le vent est maximum les nuits de saison sèche mais les flux turbulents sont réduits en raison de la forte stratification de l'air, entraînant une faible relation entre le vent et les flux en valeurs horaires (figure V.43 (b)). La relation en moyenne journalière entre le vent et les flux turbulents n'est pas une relation de cause à effet directe et peut induire des erreurs d'interprétation (r^2=0.43, tableau V.8).



Figures V.43 : somme des flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente (H+L) selon la pression de vapeur (a) et selon la vitesse du vent (b). Moyennes demi-horaires à 5050 m, juin 2000.

Lorsque la température positive augmente au-dessus de la surface à 0°C, l'augmentation du flux de chaleur sensible est atténuée par l'accentuation de la stabilité de l'air. La rétroaction négative de la stabilité sur l'augmentation du flux de chaleur sensible entraîne une relation non linéaire des flux avec la température. Par ailleurs, l'erreur aléatoire sur les mesures réduit les corrélations.

Les flux turbulents constituent un terme petit résultant d'une différence entre deux quantités de même ordre de grandeur associées à de fortes erreurs. L'erreur sur le bilan est sans doute considérable. L'importance de H par rapport à L est liée au rapport z_{0T} / z_{0q} fixé à 1. Or, contrairement à z_{0q}, la valeur de z_{0T} ne peut être calée sur des mesures de flux.

V.3.5 Conclusions sur les flux turbulents

Les flux turbulents dépendent surtout du vent puis de l'humidité et de la température. Le régime de vent est marqué par l'alternance du vent de vallée en journée et du vent de glacier la nuit. L'importance du vent de vallée est réduite en saison sèche.
La convection turbulente forcée est maximale par vent de glacier de saison sèche. Les variations en intensité du vent de glacier sont essentiellement liées aux nuages qui compensent les pertes radiatives nocturnes de la surface.
Le vent de vallée doit causer un effet de bord prononcé car environ un tiers de la zone d'ablation est située à moins de 100 m des bords. L'influence des effets de bords sur le bilan d'énergie du glacier n'est sans doute pas négligeable mais ne peut être quantifiée tant que les mesures sont effectuées au centre du glacier.
Le vent n'est jamais très fort (< 5 m.s-1) et en moyenne journalière il tend à augmenter vers le bas du glacier par les effets cumulés des deux régimes de vent. La variabilité spatiale de l'humidité de l'air est faible par rapport à l'erreur sur la mesure. La température décroît d'environ 0.6°C par 100 m de dénivelé.

L'incertitude sur la mesure des flux turbulents est forte et difficile à quantifier. L'examen de l'équation psychrométrique montre que les psychromètres sont mal adaptés aux mesures sur le glacier du Zongo essentiellement à cause de perturbations sur la température mouillée, mais aussi à cause de la faible pression atmosphérique. Les mesures d'humidité publiées par Wagnon et al. [1999] sont trop fortes et les hauteurs de rugosité résultant d'un calage sur des mesures directes de sublimation doivent être corrigées à la baisse pour être utilisées avec des mesures correctes d'humidité.
Une source d'erreur est la localisation incorrecte des instruments relativement à la couche de surface qui peut être réduite à une dizaine de centimètres d'épaisseur. La nuit et en journée de saison sèche, le vent de glacier cause une divergence de la quantité de mouvement horizontale. Fréquemment en début d'après midi, un maximum de température (la « couche chaude ») induit une divergence de chaleur sensible. La « bulk » méthode est mieux adaptée que la méthode des profils mais fait intervenir les paramètres de rugosité dont les valeurs sont mal connues.
L'erreur sur les flux due à la faible hauteur du maximum de vent de glacier peut être forte car elle intervient lorsque la turbulence est accentuée par les vents les plus forts. Par contre, l'erreur due à la couche chaude intervient plutôt lorsque les échanges turbulents sont réduits.

Les deux flux turbulents sont du même ordre de grandeur, mais généralement la perte d'énergie en chaleur latente dépasse l'apport en chaleur sensible. Le vent entraîne une corrélation négative entre les deux flux. Le gain en chaleur sensible tend à compenser les pertes en chaleur latente, atténuant les influences du vent et de la rugosité de surface sur le bilan d'énergie. Le rapport H/L, défini comme le rapport de Bowen, est généralement négatif et faible. Ses variations sont mal connues en raison de la difficulté d'estimer le rapport entre les hauteurs de rugosité de température et d'humidité.

Les propriétés des masses d'air aux échelles moyennes (1-10 km) ont été peu étudiées dans le bassin versant du glacier du Zongo. L'examen des cycles annuels et nycthéméraux de la direction et de la vitesse du vent en donne quelques caractéristiques. L'avantage d'une telle approche par rapport aux mesures de micrométéorologie (entachées d'une forte erreur) est qu'elle s'intéresse aux causes plutôt qu'aux effets [Male et Granger, 1981]. Par ailleurs, les propriétés des masses d'air de moyenne échelle ont une plus grande représentativité spatiale que les variables météorologiques de la couche de surface.

V.4 Les autres flux

V.4.1 Flux de conduction

- Conduction dans la glace

Dans un milieu homogène dans le plan horizontal, le gradient vertical de température dans la glace provoque un flux de chaleur (C) dirigé vers les températures décroissantes et proportionnel à ce gradient :

$$C = - K_g \frac{\delta T}{\delta z} \qquad \text{(V.47)}$$

où K_g est la conductivité thermique (ou conductibilité calorifique selon Lliboutry [1964]) de la glace égale à 2.10 $W.m^{-1}.K^{-1}$ pour $T_i = 0°C$ [Paterson, 1994].

- Conduction dans la neige

La conductivité thermique de la neige est due à quatre facteurs [ex. Mellor, 1977] :

- la conduction solide par les ponts de glace
- La convection de l'air humide sous l'effet du gradient de température
- La distillation des grains chauds vers les grains froids
- Le rayonnement entre les grains

Les flux les plus importants sont la conduction solide et le transfert de vapeur. Ce dernier diminue quand la densité augmente. On peut définir une conductivité apparente de la neige K_n telle que :

$$C = - K_n \frac{\delta T}{\delta z} \qquad \text{(V.48)}$$

Généralement, K_n est calculé par une formule empirique de la densité, telle que [Schwerdtfeger, 1963] :

$$K_n = \frac{2\ K_g\ \rho_i}{(3\ \rho_g - \rho_i)} \qquad \text{(V.49)}$$

où ρ_i et ρ_g sont les masses volumiques de la neige et de la glace, respectivement. $K_n = 0.80\ W.m^{-1}.K^{-1}$ pour une neige transformée de masse volumique 400 $kg.m^{-3}$. En fait, la conductivité thermique de la neige dépend non seulement de la masse volumique mais aussi de la structure de la neige [Lliboutry, 1964, p.394].

- Observations sur le glacier du Zongo

Le glacier du Zongo est tempéré sauf une couche superficielle, d'environ 1 m d'épaisseur à 5150 m, sujet à des variations saisonnières en température ($C = 0$ W.m^{-2} en moyenne annuelle). Les mesures de température dans la glace ou dans la neige permettent de calculer le flux de conduction de chaleur à partir des équations (V.47) et (V.48). La faible conductivité thermique de la glace entraîne de forts gradients du flux à proximité de la surface. Le froid est plus mal conduit dans la neige que dans la glace ($K_n < K_g$), mais la chaleur de condensation libérée par le regel de l'eau de fonte qui a percolé dans le manteau neigeux entraîne un rapide réchauffement de la neige.

Il est difficile de mesurer le gradient de température juste sous la surface. Le cycle nycthéméral du flux de conduction s'atténue rapidement avec la profondeur. Il ne peut pas être mesuré par les capteurs de température placés suffisamment bas (quelques dizaines de centimètres de profondeur) pour éviter l'échauffement des capteurs par la radiation solaire [Bintanja et Van Den Broeke, 1995]. En saison sèche, du givre de profondeur est parfois observé dans le manteau neigeux du glacier, impliquant des gradients de température de l'ordre de -25°C.m^{-1} [Marbouty, 1980].

En considérant un gradient de température dans la glace de –20°C.m^{-1} pendant 10 heures de nuit de saison sèche (figure V.27), le flux de conduction C est égal à 40 W.m^{-2} (équation V.47), entraînant un flux de 1.8 MJ.m^{-2} par jour sous la surface. L'apport du rayonnement solaire est de l'ordre de 10 MJ.m^{-2} en saison sèche (figure V.8).
Ainsi, le flux nocturne de conduction de chaleur peut représenter entre 10 et 20 % du principal apport d'énergie en surface. Le flux de conduction est faible, mais peut contribuer à réduire l'énergie disponible pour la fusion en saison sèche.

V.4.2 Energie apportée par les précipitations

On n'observe jamais de pluie sur le glacier. Les chutes de neige ou de grésil apportent à la surface de température T_O le flux d'énergie P :

$$P = \rho i \, c_i \, (T_p - T_o) \qquad (V.50)$$

où ρi est la masse volumique de la neige, c_i est la capacité calorifique massique de la neige égale à 2090 J.kg^{-1}.K^{-1} et T_p est la température des précipitations. Sur le glacier, P

est toujours inférieur à 5 $W.m^{-2}$ donc négligeable par rapport aux autres flux d'énergie [Wagnon, 1999].

V.5 Conséquences de la haute altitude

L'atmosphère du glacier est caractérisée par un climat tropical de haute altitude. Les spécificités du climat tropical bolivien ont fait l'objet de nombreuses études (chapitre III.3) mais les mesures de bilan d'énergie à haute altitude sont rares.
Le glacier du Zongo s'écoule de 6000 à 4850 m d'altitude. Dans l'atmosphère standard représentant un hypothétique état moyen de l'atmosphère aux latitudes tempérées, la pression atmosphérique à l'altitude du front du glacier est de 567 hPa (56 % de la pression au niveau de la mer p_0). A l'altitude du sommet, elle n'est plus que de 498 hPa (49 % de p_0). Il faut aussi considérer l'augmentation de l'épaisseur de la couche atmosphérique à l'équateur : la pression à 5000 m est plus élevée d'environ 20 hPa [Prohaska, 1970]. Ainsi, environ la moitié de la masse de l'atmosphère se trouve en dessous du glacier du Zongo.

L'albédo de la glace dépend des distributions spectrales et angulaires du rayonnement solaire incident (chapitre V.2.4). La densité et la concentration de l'aérosol atmosphérique sont réduites dans les hautes couches, entraînant une faible atténuation de la radiation solaire directe (et donc une faible diffusion du rayonnement solaire). Sur le glacier du Zongo, la radiation globale par ciel clair, à 90 % sous forme de rayonnement direct (chapitre VI.3.4), atteint environ 87 % de l'éclairement extraterrestre en moyenne horaire (chapitre (V.2.4). On peut noter que la forte composante directe de l'éclairement solaire à haute altitude favorise la formation de pénitents [Kotlyakov et Lebedeva, 1974].
La distribution spectrale du rayonnement solaire varie avec l'altitude car l'ultraviolet est absorbé par l'ozone stratosphérique alors que le proche infrarouge est absorbé par la vapeur d'eau contenue dans les basses couches.
Le facteur d'émission radiative de l'atmosphère est faible à haute altitude car ce sont les basses couches de l'atmosphère concentrant la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone qui émettent le plus (chapitre V.2.5).
La température de fusion de la glace diminue très peu avec la baisse de la pression (environ $-8\ 10^{-2}$ °C par bar), entraînant une variation négligeable de l'émission radiative du glacier en fusion.
La diminution de la densité de l'air modifie le flux turbulent de chaleur sensible : à haute altitude, un même volume d'air peut transporter moins de chaleur (chapitre V.3). A pression de vapeur constante, le rapport de la densité de l'air humide sur la densité de

l'air sec diminue quand la pression diminue [ex. Brutsaert, 1982, p.38 ; Queney, 1974, p.116]. L'air humide est donc plus léger à haute altitude, modifiant la stabilité de l'air.

« Bon, d'accord, l'ordinateur a compris, mais moi
j'aimerais bien comprendre aussi ! ».
Eugène Wigner, prix Nobel de physique en 1963.

VI MODELISATION DE LA FUSION

VI.1 Introduction sur les modèles

Les modèles sont considérés comme des représentations simplifiées de la réalité. Un modèle hydrologique a des équations, parfois de type statistique, parfois de type lois physiques, et toujours des paramètres [de Marsily, 2000]. Il est indissociable de son objectif : « le modèle n'est rien d'autre que sa fonction » [Gineste, 1998]. L'utilité d'un modèle est jugée sur la qualité des réponses qu'il peut apporter à une question précise. Concrètement, l'utilité d'un modèle est souvent appréciée par la justesse des prévisions qu'il permet de réaliser.

La question qui nous intéresse est : comment simuler l'évolution temporelle du débit de fonte du glacier du Zongo (variable de sortie) à partir des variables météorologiques (variables d'entrée ou de forçage) ?
L'intérêt de reproduire des observations par un modèle est de disposer d'un outil de synthèse de connaissance (« prédire n'est pas expliquer » [Gineste, 1998]). La conclusion de Seiberg [1999] est que les modèles hydrologiques représentent plus une fiction que la réalité, mais une fiction utile à la compréhension de la réalité.
Le développement d'un modèle, la discussion sur ses limites et les analyses de sensibilité sont des outils de réflexion sur le fonctionnement du système naturel. Les modèles hydrologiques sont utiles pour examiner différentes hypothèses de fonctionnement du bassin versant et pour identifier les variables d'entrée ou les paramètres dont la précision est cruciale. Par exemple, Blöschl [1991] montre que la simulation de la fusion de la neige à partir du bilan d'énergie est plus affectée par les incertitudes sur l'albédo que par les incertitudes sur la température de l'air.
Un modèle est le résultat d'un compromis entre généralité (la propriété d'être transposable), réalisme et précision. Les modèles très simples n'apportent que peu d'information alors que les modèles très complexes sont incompréhensibles.

Généralement deux types de modèles de la fusion de la neige ou de la glace sont distingués : les modèles statistiques « degré-jour » reliant la température de l'air à la fusion et les modèles simulant l'ensemble des flux d'énergie. Ce second type de modèles

de bilan d'énergie est dit « physique » car il utilise le cadre théorique des équations de la physique de conservation de la masse et de l'énergie. Les paramètres ont en principe une signification physique et peuvent être mesurés et extrapolés dans le temps et l'espace.

Un modèle hydrologique est dit global lorsque les variations spatiales des paramètres et des données d'entrée sont négligées. Les modèles distribués considèrent un découpage du bassin versant en des unités à l'intérieur desquelles les variations des entrées et des paramètres peuvent être négligées. Les modèles d'hydrologie nivale ou glaciaire semi-distribués considèrent un découpage spatial selon une seule variable, en général l'altitude.
Les limites d'application des modèles distribués d'hydrologie nivale ou glaciaire peuvent être résumées par [ex. Kirnbauer et al., 1994] :

(i) la forte hétérogénéité de l'environnement hydrologique ;
(ii) les différences d'échelles entre les paramètres mesurés et les paramètres du modèle ;
(iii) le grand nombre de paramètres des modèles ;
(iv) les problèmes de validation.

Concernant le point (ii), les modèles hydrologiques distribués fonctionnent avec des échelles spatiales généralement bien plus grandes que les échelles où sont mesurés les paramètres [Beven, 1989]. L'hétérogénéité des surfaces réelles cause une forte variabilité « sous-maille » de la plupart des paramètres, quelle que soit la résolution spatiale du modèle [Laval, 1997]. Par exemple, l'albédo varie sur des distances centimétriques alors les mailles du modèle numérique de terrain du glacier du Zongo sont de 20×20 m^2. Ce sont souvent des paramètres « effectifs », non mesurables, qui sont utilisés [Seiberg, 1999]. Un paramètre « effectif » est défini comme le paramètre d'un système (équivalent) homogène qui donne la même réponse hydrologique que le système hétérogène réel. La distinction statistique / physique paraît alors subjective, relative à l'échelle de perception [Gineste, 1998].
Ainsi, la complexité des modèles n'est généralement pas reliée à la qualité des résultats de simulation [WMO, 1986 ; Perrin, 2000]. Plüss et Mazzoni [1994] obtiennent une simulation de la fusion de la neige par un modèle « degré-jour » aussi bonne, sinon meilleure, qu'avec un modèle de bilan d'énergie. La sensibilité des glaciers à la température calculée par le bilan d'énergie [Oerlemans, 1993] est très proche de celle calculée (plus simplement) par un modèle « degré-jour » [Braithwaite et Zhang, 1999].

Une fois calé, tout modèle est soumis aux trois règles de la tragédie classique chère à de Marsily [1994] : unité de lieu, unité d'action et unité de temps. L'unité de lieu n'est pas

respectée lorsque un modèle développé sur les glaciers des montagnes tempérées est transposé sans précaution sur des glaciers répartis dans le monde entier. Ainsi, la transposition sur le glacier du Zongo du modèle de fusion de la neige « Crocus » développé dans les Alpes françaises [Brun et al., 1992] a donné des résultats médiocres [Wagnon, 1999]. L'unité d'action n'est pas respectée si un modèle est transposé d'un glacier où la fusion provient de la chaleur sensible vers un glacier où les flux radiatifs sont dominants. L'unité de temps, posant la stationnarité des processus, est une difficulté majeure pour la prévision des variations des glaciers lors d'un réchauffement climatique. L'unité de temps est violée lorsqu'un modèle « degré-jour » calé sur l'époque actuelle est appliqué au dernier maximum glaciaire [ex. Kull et Grosjean, 2000].

Les chapitres VI.2 et VI.3 examinent les conditions d'application sur le glacier du Zongo des modèles « degré-jour » et de bilan d'énergie, respectivement. Plutôt qu'outil de prévision, la modélisation est considérée comme un outil d'analyse : l'objectif n'étant pas un accord numérique parfait avec les observations, les paramètres ne sont pas systématiquement calés pour minimiser les erreurs de simulation [ex. Greuell et Oerlemans, 1986]. L'accent est mis sur l'examen des hypothèses que sous-tend chaque modèle. Les paramètres et les équations des modèles sont déterminés (autant que possible) à partir des caractéristiques observables du fonctionnement énergétique du glacier avant la simulation de l'ensemble des processus.

VI.2 La température de l'air et les modèles « degré-jour »

VI.2.1 Introduction

La température de l'air est une mesure de l'énergie interne de l'air dans des conditions fixées de pression et d'humidité. Elle est reliée à de nombreux flux d'énergie en surface du glacier. Le flux de chaleur sensible dépend directement de la température. L'humidité de l'air contrôlant le flux de chaleur latente est limitée par l'humidité saturante qui est une fonction de la température. L'atténuation de la convection turbulente par la stabilité de l'air augmente avec les températures positives. La radiation atmosphérique dépend de l'humidité et de la température des basses couches atmosphériques. L'air absorbe faiblement la radiation solaire mais l'absorption par les aérosols à proximité du sol peut affecter la température de l'air [Meesters et al., 1997]. La température de l'air proche du sol est reliée à la température des nuages qui contrôlent la nature des précipitations (pluie ou neige). L'albédo en surface, dépendant de la nature des précipitations, peut donc aussi être relié à la température de l'air au moment des précipitations.

Bien que la radiation soit la principale source d'énergie, la température est souvent la meilleure variable « explicative » de la fusion car elle est bien corrélée à chacun des flux d'énergie au pas journalier [Kuhn, 1993]. Selon Ahlmann [1953], la température moyenne annuelle reflète la durée de la saison d'ablation. Hoinkes [1955a] considère que la température est un indicateur de la radiation et est reliée à la nature des précipitations : pluie ou neige. Puisque la moyenne journalière de la température inclut la nuit alors que la fusion est essentiellement en journée, la température maximale est parfois considérée comme un meilleur indice de la fusion [U.S. Army Corps of Engineers, 1956]. Au contraire, Granger et Male [1978] notent que le déficit énergétique nocturne de la surface affecte la fusion diurne et doit être pris en compte dans les indices de fusion.

Zuzel et Cox [1975] étudient les corrélations linéaires entre les variables météorologiques et la fusion d'un champ de neige dans l'Idaho à partir de 24 données journalières. Si une seule variable est disponible, la température est la meilleure variable « explicative » de la fusion ($r = 0.72$). La meilleure combinaison des variables regroupe la pression de vapeur, la radiation nette et le vent. L'ajout de la température ne réduit pas l'erreur car c'est une conséquence des flux d'énergie déjà décrits par les autres variables.
Martin [1977] montre que 60 % de la variance du bilan de masse annuel du glacier de Sarennes en France est « expliquée » par la température de l'air à 13 km du glacier. Granger et Male [1978] observent une corrélation entre la fusion journalière d'un manteau neigeux de prairie et la température de l'air de l'atmosphère libre (850 hPa), soulignant l'intérêt de considérer les caractéristiques de l'air à grande échelle. De même, Lang et Braun [1990] montrent que la fusion journalière du glacier Aletsch en Suisse est mieux corrélée à la température de l'air dans la vallée à 60 km de distance ($r = 0.82$, $n = 30$) que sur un site de montagne à proximité du glacier ($r = 0.64$, $n = 30$). Selon Lang et Braun [1990], la température dans la vallée est contrôlée par la radiation qui est aussi la principale source de fusion du glacier. Par contre, l'advection et les conditions de l'atmosphère libre dominent les flux d'énergie au site de montagne exposé au vent. On peut remarquer que la différence est en fait faible : les coefficients de corrélation de la fusion avec les températures dans la vallée et en montagne ne sont en fait pas significativement différents au seuil de signification de 5 %. Par ailleurs, la meilleure corrélation de la fusion du glacier avec la température dans la vallée peut aussi être simplement liée à l'influence thermique du glacier à 0°C.
Des relations non linéaires ont aussi été proposées : de la Casinière [1974] observe une augmentation exponentielle du bilan d'énergie avec la température sur le glacier de la Vallée Blanche dans le massif du Mont Blanc. Contrastant avec la majorité des études,

Lindsay [1998] observe une meilleure corrélation de la fusion annuelle de la glace de mer en Arctique avec l'albédo ou avec la durée de la saison de fusion, qu'avec la température.

Les bonnes corrélations entre la température et les flux d'énergie en surface (observées surtout aux moyennes altitudes) expliquent le succès du modèle « degré-jour » qui relie la somme des température positives à la fusion par un facteur de fonte F :

$$m = F \Sigma T_+ \qquad \text{(VI.1)}$$

où m est la fusion spécifique cumulée en mm d'eau et ΣT_+ est la somme des températures supérieures à un seuil, en général 0°C. Le modèle peut être appliqué au pas horaire ou journalier.

Le modèle « degré-jour » est un modèle statistique qui n'apporte pas d'explication des processus et ne distingue pas les causes des effets : la température de l'air est en fait plus une conséquence des flux qu'une cause.

Ces modèles ont été utilisés dans des climats très variés : dans les Alpes [ex. Braun et al., 1994], au Groenland [ex. Braithwaite, 1995b], en Suède [ex. Hock, 1999], en Finlande [Kuusisto, 1980], en Antarctique [ex. Morris, 1999], au Népal [ex. Braun et al., 1993], en Inde [ex. Singh et Kumar, 1996], en Nouvelle Zélande [Woo et Fitsharris, 1992].…

Ils ont été utilisés pour quantifier la sensibilité des bilans de masse glaciaires aux changements climatiques aux hautes latitudes [ex. Johannesson et al., 1995 ; Laumann et Reeh, 1993] et pour 37 glaciers répartis dans le monde [Braithwaite et Zhang, 1999].

Les facteurs de fonte F varient de 0.7 à 13.8 mm d'eau par degré et par jour [Singh et Singh, 2001, p.259] reflétant une grande variété des relations entre la température et le bilan d'énergie.

Il est important d'examiner les spécificités des relations entre la température et les flux d'énergie sur les glaciers tropicaux car le modèle « degré-jour » est appliqué dans tous les climats. Ce chapitre s'intéresse aux facteurs qui contrôlent la température de l'air en surface du glacier du Zongo, l'accent étant porté sur les variations des relations au cours de l'année.

VI.2.2 Relations entre la température et les flux d'énergie

Les corrélations linéaires entre la température et le flux d'énergie sont analysées en valeurs journalières au cours du cycle annuel (paragraphe VI.2.2.a) puis comparées avec des résultats en Arctique canadien (paragraphe VI.2.2.b). L'évolution des corrélations au pas mensuel permet d'évaluer la stabilité des corrélations (paragraphe VI.2.2.c). L'influence sur les corrélations des erreurs de mesures est examinée dans le paragraphe VI.2.2.d.

VI.2.2.a Corrélations sur l'année et sur la saison des pluies

Les mesures utilisées sont la température sur le glacier (SMA2, 5150 m) et hors du glacier (Mévis, 4750 m) (tableau III.4), et la fusion journalière selon la « boîte à fusion » (chapitre III.4).
On considère les flux d'énergie à 5150 m du 29 mars 1996 au 31 août 1998 calculés par Wagnon [1999]. Sur la période considérée, le flux de chaleur latente a été calé sur des mesures directes de la sublimation par une hauteur de rugosité « efficace » (paragraphe V.3.4).

Les tableaux VI.1 et VI.2 montrent les matrices des coefficients de corrélation linéaire du bilan radiatif (R), des flux turbulents de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (L), du bilan d'énergie -B = R + L + H (équations III.1), des températures basses (Tg,bas, 30 cm) et hautes (Tg, haut, 180 cm) sur le glacier, et de la température hors du glacier (T4750). Les moyennes et écart-types des variables sont également montrés. Les corrélations du tableau VI.1 sont sur deux ans et demi. Les corrélations du tableau VI.2 sont sur la saison des pluies 1997-98 (5 mois).

Du 29 mars 1996 au 31 août 1998, la radiation nette représente environ 80% de l'apport d'énergie en surface du glacier à 5150 m, le reste étant apporté par le flux de chaleur sensible (tableau VI.1). En saison des pluies, la part de la radiation nette augmente jusqu'à 89 % (tableau VI.2). En moyenne sur toute la période, la sublimation compense environ la moitié de l'apport radiatif (tableau VI.1).
Sur les deux années, H « explique » environ 25 % des variations de L (tableau VI.1). La radiation est très peu corrélée aux flux turbulents. Chacun des flux turbulents n'explique que moins de 10 % de la variance de -B.

Les coefficients de corrélation entre les différentes températures varient de 0.62 à 0.88 (l'écart expliqué par les régressions linéaires est inférieur à 77 %). Les écart-types des variations de température sont similaires sur et hors du glacier alors que l'on pourrait s'attendre à ce que le glacier borné à 0°C réduise l'amplitude thermique.

Tableau VI.1 : matrice des coefficients de corrélation du 29 mars 1996 au 31 août 1998 (792 données) entre les flux d'énergie en surface du glacier et la température de l'air sur et hors du glacier (Cf. texte pour la notation).

Moyenne	2.6 $MJm^{-2}.j^{-1}$	-1.3 $MJm^{-2}.j^{-1}$	0.7 $MJm^{-2}.j^{-1}$	1.9 $MJm^{-2}.j^{-1}$	-1.5 °C	-1.5 °C	2.9 °C
Ecart type	3.5 $MJm^{-2}.j^{-1}$	1.5 $MJm^{-2}.j^{-1}$	0.7 $MJm^{-2}.j^{-1}$	3.8 $MJm^{-2}.j^{-1}$	2.0 °C	1.6 °C	1.6 °C
r	**R**	**L**	**H**	**-B**	**Tg,bas**	**Tg,haut**	**T4750**
R	1.00	-0.13	0.33	0.94	0.27	0.34	0.49
L		1.00	-0.49	0.19	0.36	0.20	-0.02*
H			1.00	0.30	0.08*	0.38	0.40
-B				1.00	0.41	0.46	0.55
Tg,bas					1.00	0.81	0.66
Tg,haut						1.00	0.80
T4750							1.00

***** non significativement différent de 0 au seuil de 5 %

Tableau VI.2 : matrice des coefficients de corrélation du 1er novembre 1997 au 31 mars 1998 (119 données) entre les flux d'énergie en surface du glacier et la température de l'air sur et hors du glacier (Cf. texte pour la notation).

Moyenne	4.5 $MJm^{-2}.j^{-1}$	-0.3 $MJm^{-2}.j^{-1}$	0.6 $MJm^{-2}.j^{-1}$	4.8 $MJm^{-2}.j^{-1}$	1.0 °C	0.3 °C	3.7 °C
Ecart type	4.8 $MJm^{-2}.j^{-1}$	0.5 $MJm^{-2}.j^{-1}$	0.8 $MJm^{-2}.j^{-1}$	4.8 $MJm^{-2}.j^{-1}$	1.0 °C	1.4 °C	1.3 °C
r	**R**	**L**	**H**	**-B**	**Tg,bas**	**Tg,haut**	**T4750**
R	1.00	-0.18	0.17	0.99	0.55	0.40	0.59
L		1.00	-0.75	-0.18	-0.16	0.02*	-0.26
H			1.00	0.24	0.36	0.34	0.47
-B				1.00	0.58	0.45	0.63
Tg,bas					1.00	0.62	0.88
Tg,haut						1.00	0.62
T4750							1.00

***** non significativement différent de 0 au seuil de 5 %

Les corrélations entre les flux d'énergie et les températures sont légèrement meilleures avec la température hors du glacier (T4750) et légèrement meilleures en saison des pluies, mais restent faibles ($r^2 < 0.5$). La température est autant corrélée à la radiation qu'au flux

de chaleur sensible (r^2<0.16). Les corrélations des températures avec le flux de chaleur latente sont très faibles et parfois négatives. La température « explique » seulement entre 16 à 40 % de la variance du bilan d'énergie.

La corrélation (négative) entre les flux H (positif) et L (négatif, sublimation) est due au vent qui contrôle les variations des deux flux (chapitre V.3.4). La rétroaction négative de la stabilité de l'air sur la convection turbulente (chapitre V.3.4) réduit les corrélations linéaires entre la température et les flux turbulents. L'effet de la stabilité change aussi selon la vitesse du vent. La correction des flux par le nombre de Richardson (chapitre V.3.3) est linéaire en température pour des vents forts alors qu'elle s'atténue pour les fortes températures (relation logarithmique) quand le vent est faible [Braithwaite, 1995a]. Dans un air sec, les variations de la pression de vapeur diffèrent des variations de la pression saturante (fonction de la température), contribuant à expliquer les faibles relations entre le flux de chaleur latente et la température.

La figures VI.1 montre les relations de la radiation et de la température avec la fusion mesurée par la « boîte à fusion » à 5150 m au cours de 22 journées comprises entre le 23 août 1996 et le 14 avril 1998 : 7 jours de mars, 4 jours d'avril, 7 jours d'août et 4 jours de novembre.

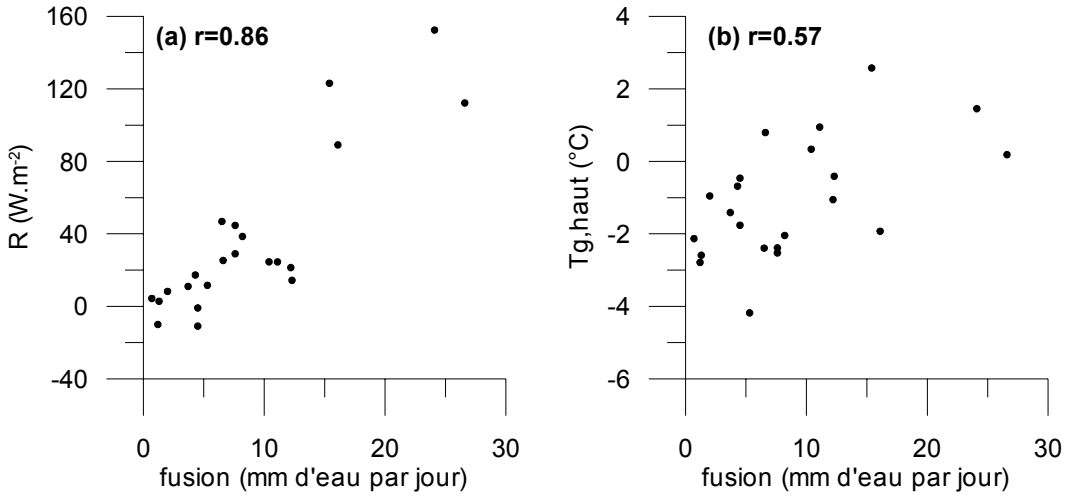


Figure VI.1 : radiation nette (a) et température (b) à 5150 m selon la fusion mesurée par la boîte à fusion. 22 mesures journalières. r note le coefficient de corrélation.

La figure VI.1 (a) confirme que la radiation contrôle les variations de la fusion. Seulement un tiers des écarts entre la température et la fusion peut être interprété par une régression linéaire (figure VI.1 (b)). Le résultat est similaire pour la température « basse » à 5150 m (non montré). En fait, les droites de régression sont « tirées » par 4 journées de

forte fusion qui entraînent une surestimation du coefficient de corrélation (figure VI.1 (a) et (b)). Après l'élimination des journées de fusion supérieure à 15 mm d'eau par jour, r(R,fusion) diminue à 0.56 et r(T,fusion) diminue à 0.44. Ce qui tend à montrer que les mauvaises corrélations de la température avec les flux d'énergie ne sont pas (seulement) dues aux erreurs sur la mesure des flux (nous y reviendrons dans le paragraphe V.2.2.d)

VI.2.2.b Comparaisons avec un autre site

Braithwaite [1981] analyse les relations entre les flux d'énergie et la température sur trois glaciers de l'Arctique canadien (entre 11 et 30 moyennes journalières). La radiation est la principale source d'énergie de fusion. La contribution de la chaleur sensible à l'ablation est importante, variant entre 15 et 40 %. Le flux de chaleur latente représente une faible source d'énergie (condensation). La température « explique » plus de la moitié de la variance de l'ablation alors que sur le glacier du Zongo, la température en « explique » moins de la moitié.

En notant r(x,y) le coefficient de corrélation linéaire entre deux variables x et y, et S_x et S_y les écart-types, le coefficient de corrélation entre la température et le bilan d'énergie -B = R + H + L peut se décomposer selon les contributions de chacun des flux [Spiegel, 1981, p.275] :

$$r(T,-B) = \sum_i \frac{S_{xi}}{S_T} r(T, x_i) \qquad \text{(VI.2)}$$

Où x_i note les flux H, L et R.

Le tableau VI.3 compare les contributions des flux d'énergie dans l'Arctique et sur le glacier du Zongo.

Dans l'Arctique, la contribution du flux de chaleur sensible à r (T,fusion) est plus importante que celle de la radiation en raison d'une meilleure corrélation avec la température (r(T,H) est de l'ordre de 0.8) et d'une plus grande variabilité (équation VI.2). On peut noter que Braithwaite [1981] ne précise pas si la stabilité de l'air est prise en compte dans les calculs des flux turbulents.

Braithwaite [1981] conclut que la température n'est pas un bon indicateur de la radiation. La température est reliée à la fusion essentiellement par le flux turbulent de chaleur sensible.

Sur le glacier du Zongo, la radiation contribue à plus des deux tiers de la corrélation annuelle entre le bilan d'énergie et la température, sa contribution atteignant 88 % en saison des pluies (tableau VI.3). Les contributions des flux turbulents sont faibles en

raison de faibles variabilités et de faibles corrélations avec la température (tableaux VI.1 et VI.2).

Tableau VI.3 :contributions de la radiation nette (R) et des flux turbulents de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (L) à la corrélation entre le bilan d'énergie et la température (équation VI.2).

	R	**H**	**L**
Arctique	9 %	68 %	23 %
Zongo	68 %	16 %	16 %
Zongo, saison des pluies	88 %	1 %	11 %

VI.2.3 Variations des corrélations

- Température et bilan d'énergie

La figure VI.2 présente les coefficients de corrélation glissants centrés sur 30 journées entre la température sur le glacier (Tg,haut) et le bilan d'énergie (-B) pour l'année 1996-97. L'atténuation de la radiation solaire extraterrestre (chapitre V.2.1) est représentée en tant qu'indice de la nébulosité diurne (augmente en présence des nuages).
Sur l'année 1996-97, la température est très mal corrélée avec le bilan d'énergie : à peine 10 % des écarts entre les deux variables peuvent être interprétés par une régression linéaire ($r(T,-B) = 0.3$). Le coefficient de corrélation varie beaucoup et semble significativement différent de zéro en périodes nuageuses : en saison des pluies et lors du mauvais temps de fin juillet (figure VI.2).
Le coefficient de corrélation entre T et -B n'est significativement différent de 0 au seuil de signification de 5 % que pour 40 % des données (figure VI.3). Il n'est supérieur à 0.6 (36 % de la variance du bilan d'énergie « expliquée » par T) que pour 5 % des données (figure VI.3).
A l'échelle du mois, la température n'est donc que rarement corrélée au bilan d'énergie en surface du glacier. Les mesures de l'année 1999-00 ne font pas apparaître de meilleures corrélations. J'ai vérifié également que l'amplitude thermique nycthémérale n'est pas mieux corrélée au bilan d'énergie (non montré).

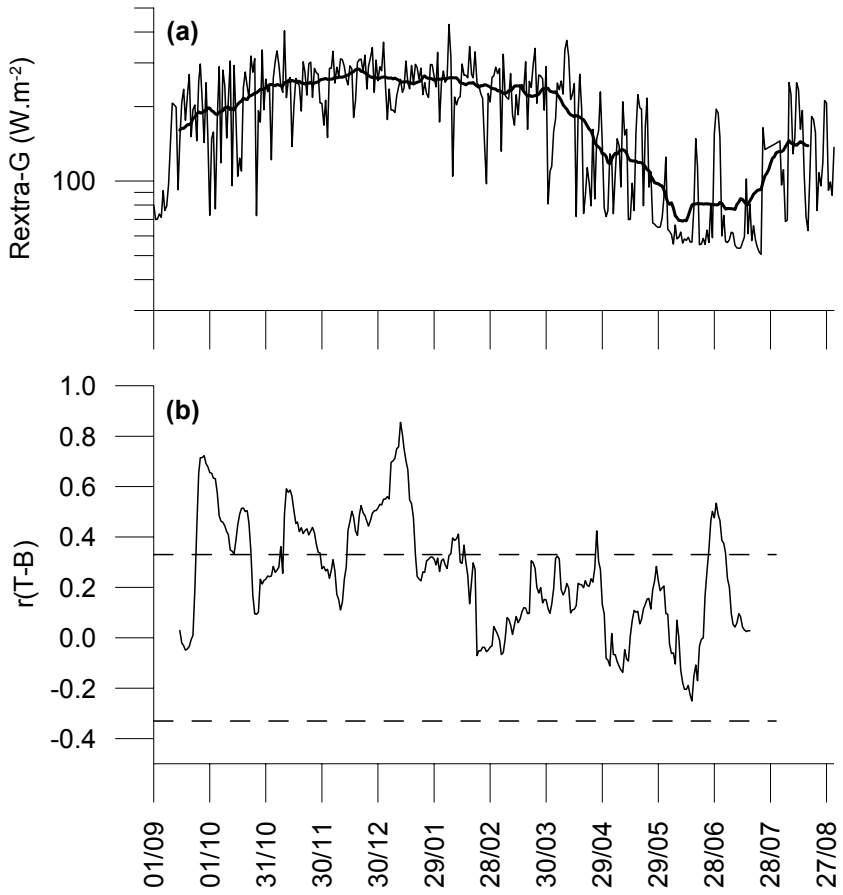


Figure VI.2 : atténuation de la radiation solaire extraterrestre(a) et corrélation entre la température et le bilan d'énergie (b) à 5150 m sur l'année 1996-97. L'atténuation de la radiation solaire est la différence entre la radiation extraterrestre et la radiation globale mesurée (a). Le trait gras montre la moyenne glissante sur 30 jours de l'atténuation de la radiation solaire extraterrestre. (b) montre le coefficient de corrélation glissant sur 30 jours. Les tirets horizontaux r = ± 0.33 délimitent le domaine où r n'est pas différent de 0 au seuil de signification de 5 %.

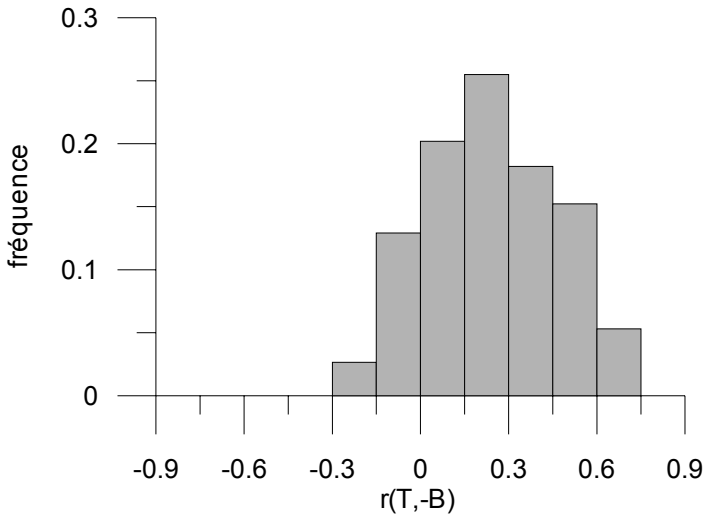


figure VI.3 : histogramme des coefficients de corrélation glissants sur 30 jours entre la température et le bilan d'énergie à 5150 m, 1996-1997.

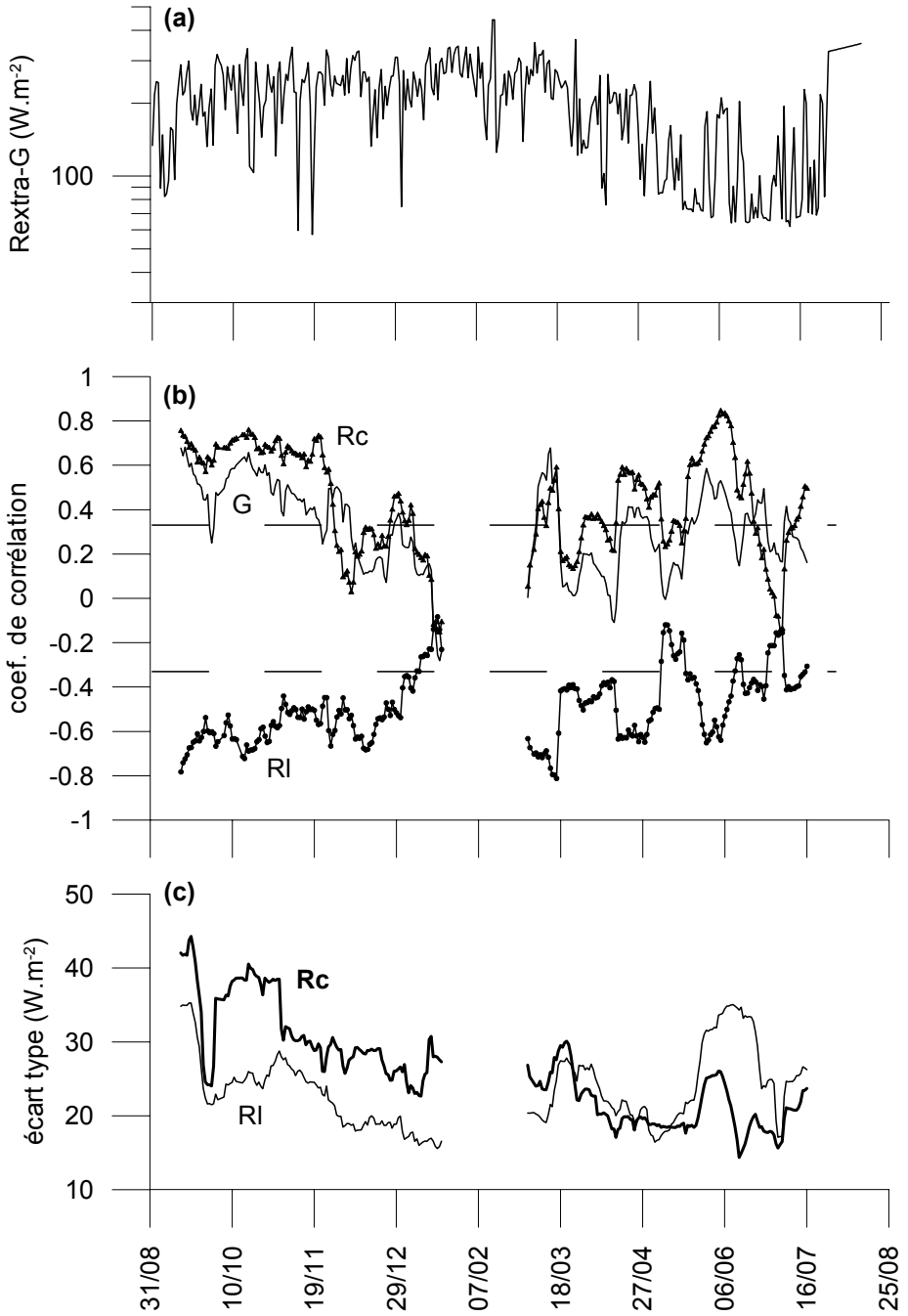
- Température et radiation

On examine les corrélations entre la température et les radiations solaire et tellurique séparément sur l'année 1999-2000 car la radiation tellurique est mesurée depuis juillet 1999 à 5050 m (chapitre V.2.5). La radiation nette R est la somme de la radiation solaire (Rc) et de la radiation tellurique (Rl) :

$$r(T,R) = \frac{S_{Rc}}{S_T} r(T,Rc) + \frac{S_{Rl}}{S_T} r(T,Rl) \qquad \text{(VI.3)}$$

Les variations de Rl sont contrôlées par l'éclairement atmosphérique (Rl↓) et donc essentiellement par les nuages (chapitre V.2.5). Les nuages affectent aussi les variations de la radiation globale (G) et du bilan radiatif de courte longueur d'onde (Rc). L'albédo est l'autre facteur important de variations de Rc (chapitre V.2.4).

Les variations du coefficient de corrélation linéaire entre la température et les flux radiatifs et les variations des écart-types des flux radiatifs sont montrés dans la figure VI.4 en relation avec la nébulosité. Des lacunes en début d'année 2000 interrompent la série des corrélations.



Figures VI.4 : variations des corrélations entre la température et les flux radiatifs tellurique (Rl) et solaire (Rc) au cours de l'année 1999-2000. (a) montre l'atténuation de l'éclairement extraterrestre solaire. (b) montre les coefficients de corrélation sur 30 jours de la température avec Rc (trait + triangles), avec la radiation globale (trait) et avec Rl (trait + points). Les tirets horizontaux r = ± 0.33 délimitent le domaine où r n'est pas différent de 0 au seuil de signification de 5 %..

(c) monte les écart-types sur 30 jours de Rc (trait gras) et de Rl (trait fin)

Le coefficient de corrélation entre la température et les flux radiatifs varie beaucoup au cours de l'année et semble différent de zéro en début de saison des pluies et lors des périodes de mauvais temps de saison sèche (figure VI.4 (a) et (b)).
Rc et G sont corrélés positivement avec la température tandis que Rl est corrélé négativement (figure VI.4 (b)) car les journées sans nuages (G fort et Rl↓ faible) sont généralement associées à des températures plus élevées que les journées couvertes (faible G et fort Rl↓). Dans les Alpes, Lang et Braun [1990] observent une corrélation positive entre la radiation globale et la température en été mais négative en hiver car le fort albédo de la neige et les pertes radiatives de la surface entraînent de basses températures. Le soleil n'est jamais bas sur le glacier du Zongo, et les températures les plus élevées sont généralement associées à un fort ensoleillement.

L'installation de la saison des pluie de septembre à décembre est généralement progressive (chapitre III.3). L'amorçage de la saison des pluies de 1999 a entraîné une grande variabilité de la nébulosité et les premières chutes de neige ont causé de fortes variations de l'albédo (chapitre V.2.4). Les flux radiatifs variaient beaucoup (figure VI.4 (c)) et étaient corrélés à la température (figure VI.4 (b)) entraînant de fortes contributions (de signes opposées) à la corrélation entre T et R (figure VI.5).
Au cœur de la saison des pluies, les nuages et les précipitations étaient fréquents et les variations des flux radiatifs (en particulier Rl) étaient réduites (figure VI.4 (c)). Au cours de la saison sèche 2000, la surface à 5150 m était recouverte de neige et l'albédo s'est maintenu élevé. Les variations de Rc sont restées faibles alors que les variations de Rl ont fortement augmenté lors des passages nuageux du mois de juin.

Les plus fortes contributions de Rc et de Rl à la corrélation entre T et R se produisent lors de l'amorçage de la saison des pluies et lors des épisodes de mauvais temps en saison sèche (figure VI.5). Les contributions de Rc et Rl, corrélées négativement et d'amplitudes similaires, tendent à se compenser tout au long de l'année. En raison d'une variabilité plus grande du rayonnement solaire, la contribution de Rc est plus forte que celle de Rl, entraînant une corrélation légèrement positive de la température avec la radiation nette.

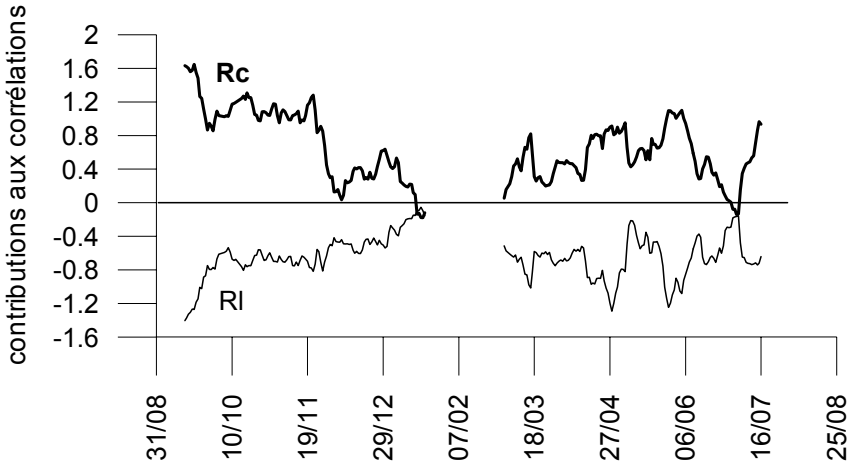


Figure VI.5 : contributions des radiations tellurique (Rc, trait épais) et solaire (Rl, trait fin) à la corrélation linéaire entre T et R (équation VI.3).

VI.2.4 Influence de l'erreur de mesure

Les erreurs de mesures provoquent une diminution des coefficients de corrélation. Si on désigne par x et y les valeurs vraies, par x' et y' les variables observées, et par x'' et y'' les erreurs de mesure, on a :

$x' = x + x''$ et $y' = y + y''$ (VI.4)

En supposant que les erreurs de mesure sont indépendantes entre elles et indépendantes des valeurs vraies, la relation entre le coefficient de corrélation vrai (r) relatif aux valeurs vraies et le coefficient de corrélation (r') relatif aux valeurs observées s'écrit [Dagnelie, 1975, p.310] :

$$r = \frac{r'}{\sqrt{(1 - \frac{S_{x'}^2}{S_x^2})\,(1 - \frac{S_{y'}^2}{S_y^2})}} \qquad \text{(VI.5)}$$

On considère la corrélation entre la température et un flux d'énergie y. On peut supposer que pour la température, la variation de l'erreur de mesure est négligeable par rapport à la variabilité mesurée (paragraphe V.3.4.b). En notant $Y = S_{y''}/S_{y'}$, l'équation VI.5 s'écrit maintenant :

$$\frac{r'}{r} = \sqrt{1 - Y^2} \qquad \text{(VI.6)}$$

Ce qui est l'équation d'un cercle de rayon 1 (figure VI.6), alors que la décroissance de l'écart expliqué $(r'/r)^2$ est parabolique $(1-Y^2)$.

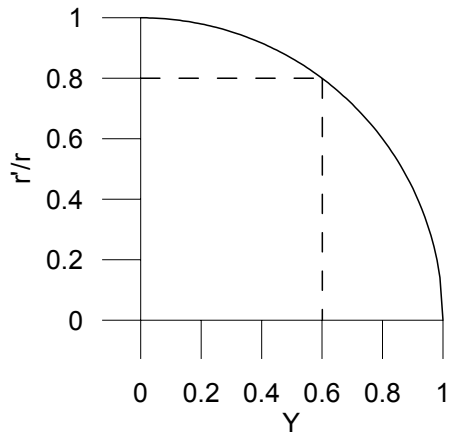


Figure VI.6 : diminution relative du coefficient de corrélation (r'/r) selon le rapport des écart-types des erreurs sur les mesures (Y), équation VI.6.

Ainsi le coefficient de corrélation r(T,x) est réduit de 20 % (baisse de 36 % des écarts expliqués) lorsque l'écart-type de l'erreur sur la mesure du flux x atteint 60 % de l'écart-type de ses variations observées.
Les erreurs sur les flux radiatifs ont sans doute une faible influence sur les corrélations car ces flux sont mesurés directement et varient beaucoup (chapitre V.2.5).
Par contre, les flux turbulents sont généralement faibles et l'écart-type des erreurs peut fréquemment dépasser la moitié des écart-types des flux (chapitre V.3.4), réduisant les corrélations.
Ces calculs sont des simplifications car les erreurs ne sont pas indépendantes des valeurs vraies. Par mauvais temps (surtout en saison des pluies), les flux sont réduits et varient peu et les erreurs peuvent être fortes à cause du dépôt de neige ou de la condensation sur les capteurs.

VI.2.5 Conclusion

Sur les glaciers des hautes et moyennes latitudes, la température est corrélée à la fusion car le flux turbulent de chaleur sensible est fort et a une grande variabilité. Dans les Andes boliviennes, la température « n'explique » que moins de la moitié de la variance de la fusion ou du bilan d'énergie. Les corrélations sont mauvaises essentiellement car le flux de chaleur sensible est faible toute l'année : l'altitude de l'isotherme zéro varie peu, le vent est faible et la densité de l'air est faible à très haute altitude (chapitre V.5). Les erreurs de mesure des flux turbulents contribuent aussi à réduire les corrélations.

Les corrélations entre la température et le bilan d'énergie varient beaucoup au cours de l'année et sont contrôlées par les flux radiatifs. La radiation solaire est corrélée

positivement à la température alors que la radiation thermique est corrélée négativement. La corrélation de la température avec la radiation nette résulte donc de la somme de deux corrélations, des radiations solaires et thermique, de signes opposés.
La corrélation de la température avec chacun des flux radiatifs Rc et Rl augmente quand la variabilité des flux est maximale : lors de l'amorçage de la saison des pluies et au cours des périodes de mauvais temps de saison sèche.
De signes opposés et augmentant en valeurs absolues aux mêmes périodes, les corrélations des deux flux radiatifs Rc et Rl tendent à se compenser tout au long de l'année, résultant en une faible corrélation entre la température et la radiation nette.

La température est mal reliée au bilan d'énergie et est un mauvais indice de la fusion du glacier du Zongo. Les glaciers tropicaux, dans un contexte de faible variabilité de la température de l'air, ne réunissent pas les conditions d'application des modèles « degré-jour ». Ceci explique l'échec de Rigaudière et al. [1995b] à simuler la saisonnalité marquée du débit de fonte du glacier du Zongo par un tel modèle.

Les relations entre la température de l'air à proximité du sol et le bilan d'énergie en surface supposent une couche de surface où les échanges sont uniquement verticaux. Or l'hypothèse d'homogénéité horizontale de la couche de surface peut être mal adaptée à certaines conditions sur le glacier. Ainsi en journée, l'advection d'air chaud de la vallée réduit fortement (fait disparaître ?) la couche de surface dans les régions basses du glacier. La température de l'air est alors davantage liée aux processus latéraux qu'aux flux en surface.
Le vent de montagne est fréquent sur le glacier, surtout en saison sèche, mais son influence sur la température est mal connue (paragraphe V.3.4). Greuell et Böhm [1998] décrivent la température de l'air par vent de glacier comme le résultat d'un équilibre entre le réchauffement par compression adiabatique et le refroidissement au contact du glacier. Lorsque la pente est forte, la compression adiabatique domine le refroidissement et inversement dans les zones planes.
Ainsi, comme cela a été évoqué dans le paragraphe V.3.5, l'étude des masses d'air d'échelle moyenne (1-10 km), encore peu abordée sur le glacier du Zongo, peut apporter des informations complémentaires aux mesures de micrométéorologie.

Les modèles « degré-jour » supposent une relation de proportionnalité entre la fusion et la température, ou la somme des températures positives, impliquant des faibles variations des contributions à la fusion de chacun des flux d'énergie, y compris l'advection. Or, cette hypothèse n'est pas vérifiée en général, ce qui incite de nombreux auteurs à

introduire une variation du facteur de fonte [ex. Kuusisto, 1980 ; Tangborn, 1984 ; Braun et al., 1993]. Obled et Rosse [1975] prennent en compte la pluie, ce qui permet de représenter la chaleur apporté par les précipitations mais aussi, et surtout, d'autres apports comme la condensation ou le rayonnement infrarouge des nuages. Hock [1999] pondère le facteur de fonte de chaque élément de surface du glacier Storglaciären en Suède par un indice de la radiation solaire directe potentielle fonction de la pente et de l'orientation locales.

L'augmentation du nombre de variables et le remplacement des coefficients de corrélation partielle par des termes dérivés de l'équation de conservation de l'énergie amènent graduellement aux modèles orientés vers les processus dits « modèles de bilan d'énergie » [Kuhn, 1993].

VI.3 Simulation des flux d'énergie et du débit de fonte

VI.3.1 Introduction

La simulation du débit de fonte par un modèle de bilan d'énergie distribué permet de relier la variabilité des flux étudiée en partie V à celle de la fusion totale. Les premières études de la variabilité spatiale des flux d'énergie sur la neige avaient pour objectif de quantifier la production d'eau de fonte des bassins versants de montagne [ex. Obled et Harder, 1979 ; Dozier, 1987 ; Kirnbauer, 1994 ; Plüss, 1997]. La prévention des avalanches a nécessité des modèles plus complexes qui simulent la transformation de la neige, comme le modèle : « CROCUS » en France [Brun et al., 1992] ou « SNOWPACK » en Suisse [Lehning et al., 2001].
Les modèles de bilan d'énergie des glaciers ont été développés plus tard, souvent dans un objectif de quantifier l'élévation du niveau des mers suite à un réchauffement climatique [ex. Escher-Vetter, 1985 ; Oerlemans 1993 ; Arnold et al., 1996].

Les variables climatiques d'entrée des modèles sont généralement les mesures d'une station sur le glacier. Les flux et la fusion sont calculés au site de la station, puis les variables climatiques sont extrapolées à l'ensemble du glacier pour calculer la fusion totale. Les calculs de la fusion en chaque maille sont traités indépendamment alors qu'en réalité des couplages ont lieu (ex. écoulement latéral de l'eau de fonte [Colbeck, 1972]).

Cette partie présente l'application sur le glacier du Zongo du modèle de bilan d'énergie distribué que Hock [1998] a développé sur le glacier suédois Storglaciären. Peu de différences existent entre les modèles distribués de bilan d'énergie des glaciers et le modèle de Hock [1998] présente l'avantage d'être facile d'utilisation, en particulier pour le choix des variables de sortie (paragraphe VI.3.2).
L'objectif est d'estimer les quantités d'eau de fusion du glacier (terme d'ablation du bilan de masse). Les processus d'écoulement de l'eau à travers le glacier sont mal connus et ne peuvent être traités que simplement (chapitre VI.3.3).
Le modèle de Hock permet de modifier aisément les méthodes de calcul des flux. Un effort important a été consacré aux choix des variables d'entrée et des méthodes de calcul des flux en relation avec les analyses de la partie V (paragraphes VI.3.4 à VI.3.7). L'accent a été mis sur le calcul de l'albédo qui est le principal facteur de variation du bilan d'énergie. Les paramétrisations de chacun des flux ont été développées autant que possible dans un principe de parcimonie, i.e. en limitant le nombre de paramètres, afin de faciliter l'identification des sources d'erreur.

Le chapitre VI.3.8 montre que l'interprétation des simulations du débit de fonte par le modèle complet aide à la compréhension des variations de la fusion au cours du cycle annuel.

VI.3.2 Le modèle de Hock [1998]

Le modèle calcule au pas horaire chacun des flux du bilan d'énergie en chaque maille du glacier. Le régime permanent est considéré, le bilan d'énergie s'écrivant selon l'équation II.10 : $R + S + H + L = 0$.
Seuls les flux en surface sont calculés et les changements d'énergie interne de la glace ou de la neige sont négligés : le flux d'énergie sous la surface (B) est identifié à la fusion (S).
Pour chaque maille i, les valeurs positives de la somme des flux d'énergie $-B_i = R_i + H_i + L_i$ ($W.m^{-2}$) sont converties en quantité d'eau de fusion m_i ($mm.h^{-1}$) selon :

$$m_i = \frac{-B_i}{L_f} 3600 \qquad \text{(VI.7)}$$

où L_f est la chaleur latente de fusion de la glace.
La densité de la neige n'est pas calculée et le modèle traite uniquement des hauteurs d'eau équivalente en variables d'entrée et de sortie.

En saison des pluies, la surface du glacier du Zongo est toujours proche des conditions de fusion et l'approximation de régime permanent est justifiée, comme en été sur les glaciers alpins.
En saison sèche, cette hypothèse est plus discutable car la température de surface suit un cycle nycthéméral marqué (chapitre V.2.5). En journée, le flux d'énergie de conduction dans la glace, ou de fusion-regel de l'eau de fusion dans la neige, utilisé pour compenser les frigories nocturnes n'est pas pris en compte par le modèle de flux en surface : le bilan d'énergie n'est pas « bouclé ». Les résultats du modèle en saison sèche doivent donc être interprétés avec précautions.

Une option du modèle applique la conservation de l'énergie sur les cycles nycthéméraux en ne faisant débuter la fusion qu'après la compensation du cumul des bilans ($-B_i$) négatifs nocturnes.

Les variables météorologiques d'entrée du modèle sont les mesures de la station SMA1 à 5050 m (tableau VI.4), et non les mesures de la SMA2 à 5150 m en raison des fortes

erreurs sur la mesure de la radiation nette et en raison de l'ombre qui atteint le site tôt l'après-midi (chapitre V.2.3).

Les précipitations solides horaires sont mesurées par la sonde à ultrasons (chapitre IV.2.1). Les quantités précipitées sont considérées uniformes sur le glacier car aucun gradient selon l'altitude n'a pu être mis en évidence dans le bassin versant (chapitre IV.2.2).
Des chutes de grésil, mais jamais de la pluie, sont souvent observées près du front du glacier en saison des pluies. En raison de la différence d'albédo, il est nécessaire de distinguer la neige fraîche du grésil. La distinction est faite selon une température de l'air critique T_c équivalente à une température critique entre la pluie et la neige.

Dans la vallée du Zongo, Leblanc [2001] estime une température critique entre la pluie et la neige qui est négative (de l'ordre de –1.5°C). Néanmoins, les données utilisées sont seulement en saison des pluies pour une faible variabilité de la température. De plus, une température critique négative n'est pas compatible avec une température proche de zéro dans les nuages (plus froids que la surface) donnant la neige. Nous préférons utiliser une température critique T_c = +1.5°C plus proche des valeurs rencontrées dans la littérature [ex. Auer, 1974 ; Kirnbauer et al., 1994].
La nature des précipitations sur le glacier dépend donc de deux paramètres mal connus :

- la température T_c
- le gradient de température selon l'altitude fixé à -0.6°C par 100 m (paragraphe V.3.4).

La fusion calculée sur l'ensemble du glacier est comparée aux mesures horaires d'un limnigraphe à 4830 m (figure III.1). La contribution au débit des parties non glaciaires (un tiers du bassin contribuant à environ 10 % du débit de saison des pluies) est estimée par un coefficient d'écoulement fixé à 0.8 (chapitre IV.4).
Les étapes de calcul, ainsi que les différentes options de paramétrisation des flux, sont détaillées dans l'extrait de la notice du modèle reproduite en annexe B.

Tableau VI.4 : entrées du modèle de Hock [1998]

Données		Obligatoire : X Optionnelle : O	Source
Variables météorologiques	Température de l'air	X	Mesures à la station
	Humidité relative	X	
	Vitesse du vent	X	
	Radiation globale	X	
	Radiation solaire réfléchie	O	
	Radiation nette	O	
	Radiations thermiques incidente et émise par la surface	O	
	Nébulosité	O	
	Précipitation*	X	
Données topographiques de chaque maille	Altitude	X	Modèle Numérique de Terrain (MNT)
	Pente	X	Calculée selon le MNT
	Orientation	X	Calculée selon le MNT
	Facteur de vue du ciel	O	Calculé selon le MNT
	Couverture neigeuse initiale en hauteur d'eau équivalente	O	Mesures
Conditions aux limites	Limites du bassin de drainage	X	MNT
	Limites du glacier	X	MNT
	Limites de la zone de névé	O	Dépend de l'altitude de la ligne d'équilibre de l'année précédente
	Conditions de surface pour certaines journées	O	Observations et photographies de la position de la ligne de neige

* mesures de la sonde à ultrasons à 5150 m (chapitre IV.2.1)

VI.3.3 L'écoulement de l'eau de fonte à travers le glacier

La glace du glacier se comporte comme un aquifère karstique par l'écoulement de l'eau de fonte jusqu'au front à travers des conduits sous-glaciaires et intra-glaciaires. Le névé et la neige peuvent être comparés à des milieux souterrains poreux, où l'eau percole lentement par gravité [Colbeck, 1972]. Les propriétés hydrauliques de ces aquifères sont sujets à des changements rapides, en raison des variations des propriétés et de la

répartition de la neige, du névé et de la glace. Ainsi, la capacité de rétention est réduite lorsque la neige disparaît et que le système de drainage intra-glaciaire se développe en réponse à l'augmentation de la fusion en saison des pluies. Un lac sous le front du glacier participe aussi au retard de l'écoulement (figure III.1).

Les processus d'écoulement dans le glacier étant variables et mal connus, le concept de modèles réservoirs est souvent utilisé. Ce modèle considère que le débit est proportionnel au volume du réservoir dont il provient. Le facteur de proportionnalité est un temps de résidence moyen K (1/K est défini comme le coefficient de tarissement) [ex. Gurnell, 1993]. En l'absence de recharge du réservoir, le débit D_t au temps t peut être relié au débit D_0 d'un pas de temps précédent t_0 par :

$$D_t = D_0 \exp(-(t-t_0)/K) \qquad \text{(VI.8)}$$

Hock [1998] utilise pour le glacier Storglaciären trois réservoirs linéaires indépendants dont les temps de résidence moyens sont 350, 30 et 16 heures, correspondant respectivement à la fusion du névé, de la neige en zone d'ablation et de la glace. Les valeurs sont les résultats de l'optimisation du débit simulé.

Behrens et al. [1976] (cité par Paterson [1994]) ont procédé à des injections de colorants dans la zone d'accumulation et dans les moulins en zone d'ablation du glacier Hintereisferner dans les Alpes autrichiennes (8.9 km²). Les temps de transfert de l'eau de fonte dans la zone d'accumulation étaient de 10 à 17 jours dans la partie haute et d'une vingtaine d'heures dans la partie basse. Dans la zone d'ablation, les temps de transfert n'étaient que de 0.5 à 3 heures. Par traçages également, Oerter et al. [1981] obtiennent sur le glacier Vernagtfener des temps de résidence moyen de 4 heures pour la fusion de la glace, 30 heures pour la fusion de la neige de la zone d'ablation et 430 heures pour la fusion de la zone de névé. Gurnell [1993] identifie quatre réservoirs linéaires (temps de résidence moyens :13 h, 29 h, 72 h et 203 h) par analyse de l'hydrogramme du débit de fonte du glacier Haut Arolla en Suisse (5.8 km^2).

Les temps de transfert de l'eau de fonte à travers le système de drainage du glacier du Zongo sont mal connus. Dans la zone d'ablation, Schuler [1997] estime par traçage au sel des temps de résidence compris entre une et deux heures. Wagnon et al. [1998] observent que le pic diurne de débit de fonte a lieu en moyenne deux heures après le maximum d'énergie incidente au midi solaire.

Schuler [1997] analyse des hydrogrammes du débit de 1991 à 1995, et identifie deux réservoirs linéaires dont chacun des temps de résidence moyens varie respectivement de

90 à 160 h et de 10 à 40 h (ces variations tendent à montrer que l'approximation de réservoirs linéaires est éloignée de la réalité).

La fonction d'autocorrélation des débits diminue rapidement, atteignant 0.7 ($r^2 = 0.5$) en moins de cinq heures (figure VI.7). La plus grande partie de l'eau de fonte transite rapidement, en quelques heures, jusqu'à l'exutoire. On peut noter qu'en saison des pluies le débit est bien plus régulier (et plus fort) qu'en saison sèche.

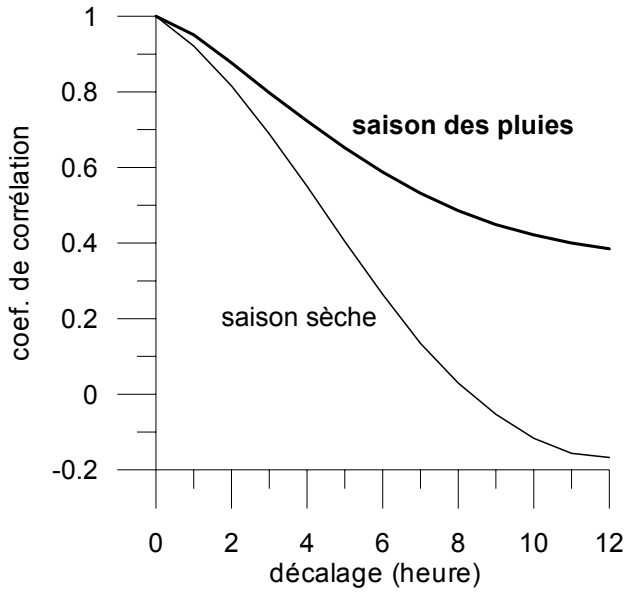


Figure VI.7 : fonctions d'autocorrélation des débits horaires du torrent émissaire du bassin versant du glacier du Zongo, 1999-2000.

On choisit de considérer trois réservoirs linéaires de coefficient de tarissement égaux aux valeurs de Hock [1998] pour le Storglaciären qui sont proches des valeurs citées dans la littérature. L'objectif est de simuler correctement les quantités d'eau de fonte produites. Afin de s'affranchir des (fortes) incertitudes sur les temps de transferts de l'eau de fonte jusqu'à l'exutoire, les simulations du débit peuvent être comparées aux mesures en valeurs cumulées sur plusieurs jours.

VI.3.4 Simulation des flux radiatifs de courte longueur d'onde

VI.3.4.a La radiation globale

La mesure de la radiation globale à la SMA1 est divisée en ses composantes directe et diffuse qui sont extrapolées séparément à l'ensemble du glacier. La séparation est basée sur le rapport entre la radiation globale mesurée et l'éclairement extraterrestre théorique G/Rextra qui dépend du couvert nuageux. Les nuages diffusent le rayonnement solaire et les réflexions multiples entre la neige et la base des nuages accentuent la diffusion (paragraphe V.2.4.g). Lorsque la nébulosité augmente, le quotient G/Rextra diminue alors que l'éclairement diffus (Df) augmente. L'ombre projetée par le relief est calculée pour chaque maille et chaque pas de temps à partir de la position du soleil et du modèle numérique de terrain du bassin versant. Lorsque la station est à l'ombre, l'éclairement mesuré est purement diffus.

La figure VI.8 compare la paramétrisation empirique de Df/G selon G/Rextra de Hock [1998] avec des mesures effectuées sur le glacier du Zongo. Les mesures de l'éclairement diffus ont été effectuées en juillet 2000 par installation d'un écran annulaire au-dessus du pyranomètre de la station SMA1. La surface interne de l'anneau est noire afin de limiter la re-réflexion vers le capteur de la radiation réfléchie par la surface de neige qui peut entraîner une augmentation de la mesure de l'éclairement diffus de 5 à 7 % [LeBaron, 1980]. L'écran intercepte la radiation solaire directe mais aussi une partie du rayonnement solaire diffus. Une réévaluation de 13 % des mesures du diffus a été appliquée [LeBaron, 1980]. Puisque la correction ne dépend de l'angle zénithal solaire que lorsque le soleil est bas ($\theta_s > 70°$), une correction constante a été appliquée [Plüss, 1997].

Hock [1998] considère que l'éclairement diffus par ciel clair (G/Rextra tend vers 1) représente 15 % de la radiation globale, alors que sur le Zongo en raison de la plus haute altitude, le minimum d'éclairement diffus atteint 6 % de la radiation globale (figure VI.8). La formule de Hock [1998] semble sous-estimer la radiation diffuse sur le glacier du Zongo par forte couverture nuageuse et surestimer Df/G lorsque G est proche de Rextra (figure VI.8).

Les mesures sont peu nombreuses et les incertitudes sur les mesures à l'ombre d'un écran sont fortes [ex. Collares-Pereira et Rabl, 1979] par rapport aux faibles écarts avec la paramétrisation de Hock [1998]. Finalement, on applique la paramétrisation de Hock sur le glacier du Zongo en considérant que Df/G tend vers 0.6 lorsque G/Rextra tend vers 1.

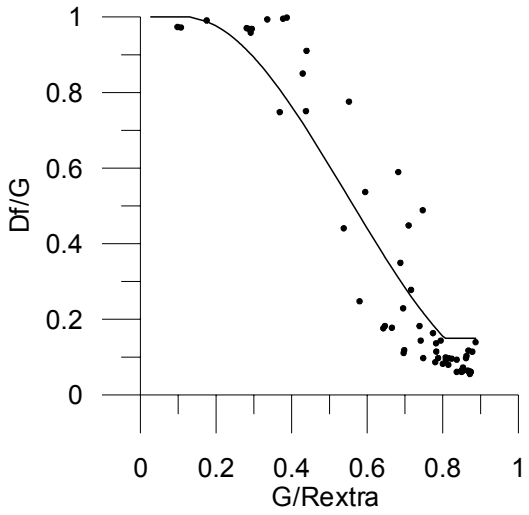


Figure VI.8 : dépendance du rapport de l'éclairement diffus par la radiation globale (Df / G) selon le rapport de la radiation globale par l'éclairement extraterrestre. (G / Rextra) La courbe est selon Hock [1998]. Les points montrent les mesures à 5050 m du 25 au 30 juillet 2000.

L'éclairement solaire direct (Dr) de la station est extrapolé à l'ensemble du glacier à partir du calcul de l'éclairement solaire direct potentiel Ic de chaque maille prenant en compte la pente et l'orientation locales de la surface, ainsi que l'atténuation de la radiation solaire par l'atmosphère sans nuages (estimé à 13 % dans le chapitre V.2.4). Le rapport Dr/Ic est le même pour toutes les mailles car le couvert nuageux est considéré uniforme sur le glacier (chapitre V.2.5).

L'éclairement diffus est extrapolé à l'ensemble du glacier en séparant la radiation solaire diffuse du ciel (D_0) uniforme sur le glacier de la radiation réfléchie par les pentes environnantes :

$$D_f = D_0 V_f + \alpha G (1-V_f) \qquad \text{(VI.9)}$$

Où α est l'albédo et V_f le facteur de vue du ciel.

Les mesures des stations SMA2 (5150 m) et SMA3 (5550 m) sont en accord avec la distribution spatiale de la radiation globale calculée par le modèle (non montré). En particulier, l'ombre des reliefs est correctement simulée. Néanmoins, seuls les éclairements sur le plan horizontal peuvent être comparés car les pyranomètres sont positionnés horizontalement.

VI.3.4.b L'albédo

VI.3.4.b.1 Formules rencontrées dans la littérature

La paramétrisation des fluctuations de l'albédo contrôlant la principale source d'énergie est un point crucial du modèle de bilan d'énergie (chapitre V.2.4). La neige et la glace doivent être traitées séparément car leurs domaines de variations temporelles sont distincts. L'albédo de la neige diminue rapidement avec la transformation de la neige par fusion : les cycles de fusion et de regel entraînent un grossissement et un arrondissement des grains, ainsi qu'une concentration des poussières en surface (chapitre V.2.4). La nuit, la formation de givre de profondeur ou de surface peut modifier (augmenter) temporairement l'albédo. L'albédo de la glace varie peu : ses principaux facteurs de variations sont la concentration des poussières en surface et le creusement des trous à cryoconites.
Les valeurs d'albédo de la neige et de la glace sont également dans des intervalles distincts. Une diminution de l'albédo de la neige de 0.8 à 0.7 entraîne une augmentation de 50 % de l'énergie solaire absorbée alors que la diminution de l'albédo de la glace de 0.4 à 0.3 n'augmente l'énergie absorbée que de moins de 20 % (figure VI.9).
La précision sur la simulation des variations rapides de l'albédo de la neige est donc cruciale.

Les modèles parviennent généralement à reproduire correctement les variations temporelles de l'albédo à la station de mesure. Néanmoins, la variation spatiale de l'énergie solaire absorbée est une difficulté majeure des modèles distribués de bilan d'énergie. Une raison est que les processus ne sont pas linéaires. Si par exemple l'albédo est sous-estimé, la fusion est surestimée, augmentant la vitesse de transformation de la neige, ce qui accentue l'erreur du modèle.

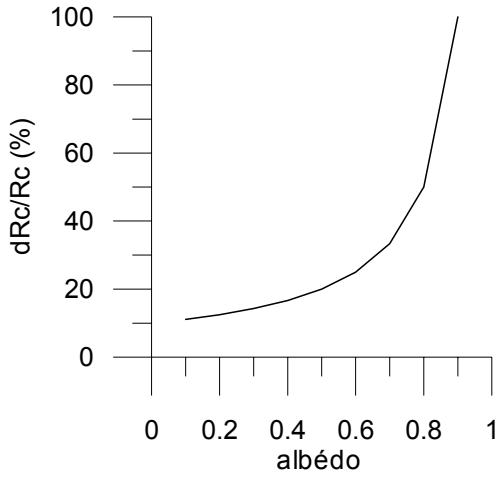


Figure VI.9 : variation relative de l'énergie radiative solaire absorbée (bilan Rc) causée par une baisse de l'albédo de 0.1.

Les modèles les plus complexes simulent l'ensemble des propriétés de la surface et du rayonnement solaire incident qui contrôlent l'albédo : la taille des grains de neige, la concentration en poussière, les distributions spectrale et angulaire du rayonnement incident…(paragraphe V.2.4.b) [ex Marshall et Warren, 1987 ; Brun et al., 1992 ; Arendt, 1999 ; Glendinning et Morris, 1999]. L'application de tels modèles « physiques » est limitée par le grand nombre de mesures d'entrée nécessaires. En fait, ces modèles ont de nombreux paramètres empiriques qui doivent être calés sur le site d'étude (chapitre VI.1), ce qui explique que le modèle Crocus transposé sans modification simule mal l'albédo sur le glacier du Zongo [Wagnon, 1999].

En général, l'albédo est calculé selon des grandeurs facilement mesurables qui représentent la transformation de la neige, telles que le nombre de jours ou le cumul des températures positives depuis la dernière chute de neige. Les grandeurs explicatives et leurs relations avec l'albédo sont déterminées soit empiriquement, soit par analyses statistiques.

La vitesse de décroissance de l'albédo d'un épais manteau de neige est maximale les premiers jours après la chute de neige puis diminue avec le temps (figure VI.10). La décroissance de l'albédo peut donc être considérée comme proportionnelle à la valeur de l'albédo :

$$\Delta\alpha = -k\,\alpha \qquad \text{(VI.10)}$$

L'intégration de VI.10 conduit à la « courbe de vieillissement » (« aging curve ») qui simule la décroissance de l'albédo de la neige (α_{neige}) selon une fonction exponentielle du nombre de jours depuis la dernière chute de neige importante (n_j) [U.S. Army Corps of Engineers, 1956] :

$\alpha_{neige} = \alpha_{névé} + (\alpha_{neige\ fr} - \alpha_{névé}) \exp(-n_j/n^*)$ (VI.11)

où $\alpha_{névé}$ est l'albédo du névé (de l'ordre de 0.5) et $\alpha_{neige\ fr}$ est l'albédo de la neige fraîche (de l'ordre de 0.90). En déterminant la vitesse de décroissance de l'albédo, le paramètre d'échelle de temps n* (en jour) intègre les effets variés de la transformation de la neige.

Pour des épaisseurs de neige inférieures à 10 cm environ, l'albédo de la neige dépend de l'épaisseur de neige et de l'albédo de la surface sous-jacente [Grenfell et al., 1994]. Ainsi, lorsque l'épaisseur de neige est réduite, l'albédo (plus faible) de la surface sous-jacente entraîne une accélération de la baisse d'albédo de la neige (figure VI.10).

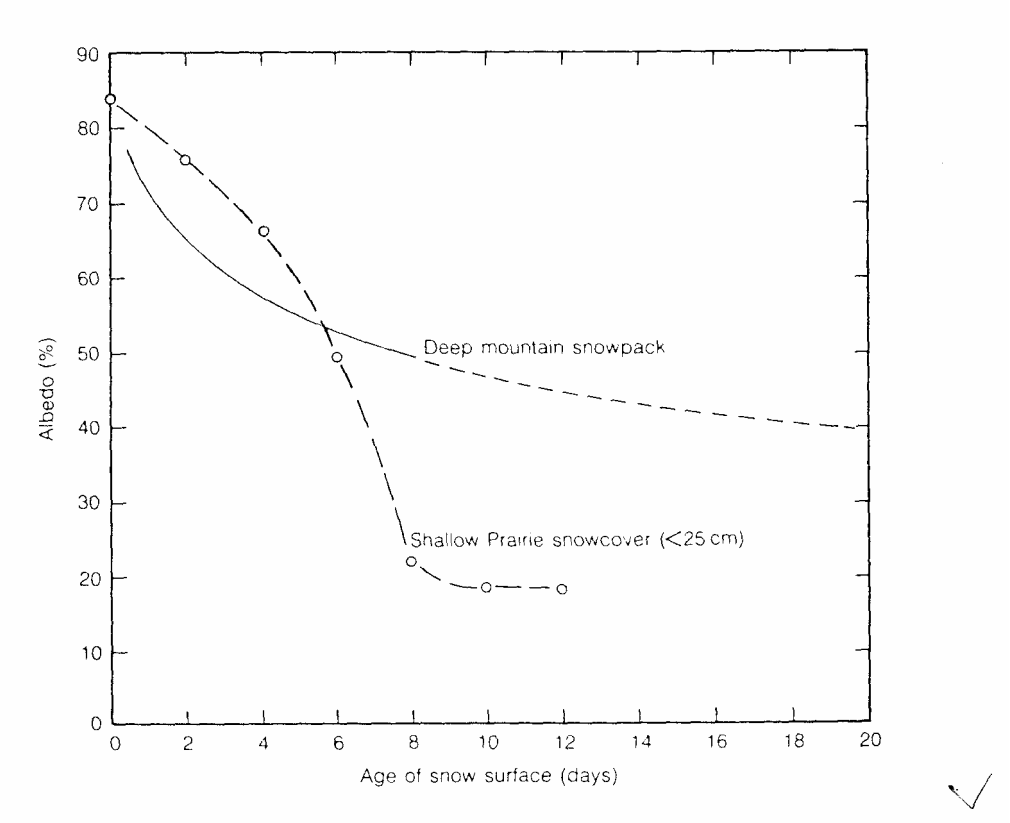


Figure VI.10 : variations temporelles de l'albédo d'un manteau de neige [O'Neill et Gray, 1973]

Le tableau VI.5 présente des exemples de méthodes de calcul de l'albédo utilisées dans les études récentes. Sous une apparence de grande variété, la majorité des méthodes s'inspire de l'étude de l'U.S. Army Corps of Engineers [1956]. Ainsi, Brock et al. [2000] choisissent de paramétriser la décroissance de l'albédo de la neige par une fonction (k_1-$k_2$logT) qui est de forme similaire à une décroissance exponentielle mais décroît infiniment sans être limitée par une asymptote représentant l'albédo du névé. Néanmoins, la différence reste faible avec la formule de l'U.S. Army Corps of Engineers [1956]. Se

démarquant de la plupart des études, Granger et Gray [1990] considèrent des décroissances linéaires de l'albédo qui semblent éloignées des observations.
Les variables météorologiques sont fortement liées et les régressions linéaires multiples donnent des résultats assez similaires, quelles que soient les variables explicatives choisies (ex. température et altitude).

Le tableau VI.5 : différentes méthodes de calcul de l'albédo proposées dans la littérature

Source	Méthode	Notes
Greuell et Oerlemans [1986]	Paramétrisation selon la densité (d), l'eau de fonte produite au cours du pas de temps précédent (M), le couvert nuageux (n) et l'angle zénithal solaire (z) : $\alpha=0.79-0.5.10^{-3}d + 0.07\exp(-M/0.5) + 0.07n + 0.07(1.225-1.3*\cos(z))*(1-n)$ la variation de densité de la neige Δd (kg/m3) pendant Δt est calculée selon : $\Delta d=(910-d0)\ (c_2 + c_3.M(\Delta t))\ \Delta t$	Le tassement de la neige est pris en compte. La vitesse de tassement décroît avec la densité et est proportionnelle à un paramètre c_2 qui représente la transformation de la neige en absence de fusion. La fusion augmente très fortement la vitesse de tassement de la neige.
Oerlemans et Hoogendoorn [1989] Alpes	U.S. Army Corps of Engineers [1956]	n* glace = 30 j. n* neige = 10 j.
Granger et Gray [1990] Canada	Considère trois décroissances linéaires de l'albédo. 1. Au printemps (« préfusion ») : $d\alpha/dt$ = -0.0061 par jour 2. Eté (fusion) : $d\alpha/dt$ = -0.071 par jour 3. Disparition de la neige : $d\alpha/dt$ = -0.196 par jour	Considère l'accélération de la décroissance de l'albédo quand l'épaisseur de neige est faible
Ranzi et Rosso [1991], Alpes	Successivement : - Fonction arc-tangente du nombre de jours depuis le solstice prenant en compte « l'augmentation de l'humidité de la neige » - Décroissance exponentielle selon le cumul des températures positives depuis la dernière chute de neige - Augmentation de l'albédo avec les nuages selon une polynomiale du troisième degré d'un indice de la nébulosité	
Winther [1993],	Fonctions linéaires du cumul des températures	Paramétrisations basées sur

Norvège	positives et de l'éclairement solaire	des régressions multiples
Van de Wal et Oerlemans [1994], Groenland	Entrées : la hauteur de neige, l'ablation journalière, l'ablation cumulée, le nombre de jours depuis la dernière chute de neige et le type de surface. Les données d'entrée sont utilisées dans des combinaisons de différentes exponentielles simulant les transitions entre l'albédo de la neige fraîche et du névé, puis du névé et de la glace	Paramètres très nombreux
Plüss et Mazzoni [1994], Alpes suisses	α=0.4+0.44 exp(-n_j k) k=0.05 si T<0°C k=0.12 si T>0°C	U.S. Army Corps of Engineers [1956] en considérant que le paramètre de décroissance dans l'exponentielle dépend de la température de l'air
Zuo et Oerlemans [1996], Groenland	Plusieurs paramétrisations sont comparées : 1. deux albédos fixes : neige ou glace 2. modélisation selon la hauteur de neige (d) et la fonte cumulée (M), d'après Oerlemans [1991] : $\alpha=\alpha_{neige}-(\alpha_{neige}-\alpha_c)\exp(-5d)-0.015M$ où α_c est un albédo « de fond » lié à l'accumulation de poussières le long des lignes de courant: α_c=a1 arctan((z-E+a2)/a3) + a4, où z est l'altitude, E est l'altitude de la ligne d'équilibre, et les a1, a2 et a3 sont des coefficients empiriques. 3. Modèle (2) avec l'introduction de l'effet du regel de l'eau de fonte, ce qui amène des nouveaux paramètres a(i). Le terme de regel augmente exponentiellement selon la température de la glace, fixée à la température moyenne du lieu en début d'année. 4. la paramétrisation est selon la densité de la neige, la présence de neige saturée en eau (« slush ») et la présence d'eau de fonte en surface.	Très nombreux paramètres
Oerlemans et Knap [1998], Alpes suisses	Deux décroissances exponentielles sont appliquées successivement : $\alpha_{neige} = \alpha_{névé} + (\alpha_{neige\ fr}-\alpha_{névé})\exp(-n_j/n^*)$ $\alpha = \alpha_{neige} + (\alpha_{glace}-\alpha_{neige})\exp(-d/d^*)$ $\alpha_{neige\ fr}$, $\alpha_{névé}$ et α_{glace} sont des paramètres représentant l'albédo de la neige fraîche, du névé et de la glace,	U.S. Army Corps of Engineers [1956] modifié pour tenir compte de l'accélération de la décroissance de l'albédo quand l'épaisseur de neige est faible

	respectivement. n_j et n* sont le nombre de jours depuis la dernière chute de neige et un paramètre de vitesse de décroissance de l'albédo en jour, respectivement. d et d* sont la hauteur de neige et un paramètre de hauteur de neige en m de neige, respectivement.	
Kuhn et al., 1999 Autriche	U.S. Army Corps of Engineers [1956]	n* neige = 8.5 j.
Brock et al. [2000], Alpes suisses	1. Manteau de neige épais : α=0.713-0.112$\log_{10}$Ta, où Ta est le cumul des température positives depuis la dernière chute de neige 2. Epaisseur de neige <0.5 cm d'eau $\alpha=\alpha$glace + 0.0442 exp(-0.058Ta) La transition entre 1 et 2 est simulée par une fonction exponentielle de la hauteur de neige 3. L'albédo de la glace est paramétrisé selon l'altitude z : $\alpha=(490.88-0.34372z+6.077.10^{-5}z^2)^{-1}$, r^2=0.28 (!)	Paramétrisations basées sur des régressions multiples

VI.3.4.b.2 Formules de Hock [1998]

Hock [1998] calcule l'albédo au pas horaire selon une suite où interviennent le nombre de jours depuis la dernière chute de neige (n_j), la température de l'air (T en °C) et l'intensité des précipitations neigeuses (Ps en $mm.h^{-1}$) :

$\alpha(t+1) =$ $\alpha(t) - a_1 \ln(T+1) \exp(a_2 n_j^{1/2})$ si $n_j \neq 0$ et $T > 0°C$ (VI.12)

$\alpha(t) - a_1 0.1 \exp(a_2 n_j^{1/2})$ si $n_j \neq 0$ et $T < 0°C$ (VI.13)

$\alpha(t) + a_3 Ps$ si $n_j = 0$ (VI.14)

où $a_1 = 0.05$, $a_2 = -1.1$ et $a_3 = 0.02$ h.mm d'eau^{-1} sont des paramètres empiriques. Contrastant avec la plupart des paramétrisations (tableau VI.5), c'est l'écart à l'albédo précédent qui est indexé selon les variables climatiques et non l'écart à un maximum fixe. Il est donc plus difficile de représenter les tendances à long terme de l'albédo simulé et de les relier aux propriétés physiques de la neige.

Le terme exponentiel amène à une décroissance maximale juste après la chute de neige (équations VI.12 et VI.13). Au bout de 17 jours sans précipitations le terme exponentiel n'est plus égal qu'à 1/100 et, quelle que soit la température, l'albédo ne varie plus. Le maximum journalier de la température de l'air est de l'ordre de 10°C [Sicart et al., 1998] : $0 < a_1 \ln(T+1) < 0.12$. Si la température est élevée, la décroissance de l'albédo sur un pas

de temps peut être forte juste après une chute de neige (n_j petit). L'intensité des précipitations sur le glacier est toujours inférieure à 10 mm d'eau par heure. La hausse maximale de l'albédo est donc de l'ordre de 10 a_3 = 0.2 points albédo par heure.

VI.3.4.b.3 Décroissance de l'albédo de la neige

En saison sèche (hiver austral), les fluctuations horaires de l'albédo sont faibles car la transformation de la neige est lente (chapitre V.2.4). Les erreurs de mesures par ciel clair causées par la pente de surface sont de l'ordre de grandeur des variations de l'albédo (chapitre V.2.4). En saison des pluies, la transformation de la neige est rapide causant une décroissance de l'albédo sans doute plus forte. Néanmoins, l'influence des nuages causant une augmentation de l'albédo et les perturbations des mesures par les fréquentes précipitations rendent difficiles l'interprétation des fluctuations horaires de l'albédo (chapitre IV.2). La simulation des variations horaires de l'albédo nécessiterait de prendre en compte l'influence des nuages ce qui augmente le nombre de paramètres du modèle [ex. Ranzi et Rosso, 1990] (tableau VI.5).

La température est mal reliée à la fusion sur le glacier du Zongo (chapitre VI.2). Il n'est donc pas justifié d'indexer les variations de l'albédo à la température l'air, ce qui est fréquemment utilisé aux plus hautes latitudes (tableau VI.5).

Ainsi, plutôt que de modifier les paramètres des formules de Hock [1998] (qui sous-estiment fortement les variations d'albédo sur le glacier du Zongo), on choisit de paramétriser l'albédo de la neige plus simplement, au pas journalier, selon la formule de l'U.S. Army Corps of Engineers [1956] (équation VI.11, figure VI.11).
La vitesse de décroissance correspondant à n* = 10 jours représente correctement la décroissance de l'albédo de la neige vers l'albédo du névé en saison sèche (mai-septembre) (figure VI.11). Ce paramètre est proche des valeurs généralement appliquées dans les Alpes [ex. U.S. Army Corps of Engineers, 1956 ; Oerlemans et Hoongendoorn, 1989 ; Kuhn et al., 1999]. Par contre, Oerlemans et Knap [1998] proposent dans les Alpes une décroissance deux fois plus lente : n*=21.9 jours. Au cœur de la saison des pluies 1999 (janvier-mars), la fréquence des chutes de neige est correctement mesurée entraînant un albédo simulé toujours supérieur à 0.7.

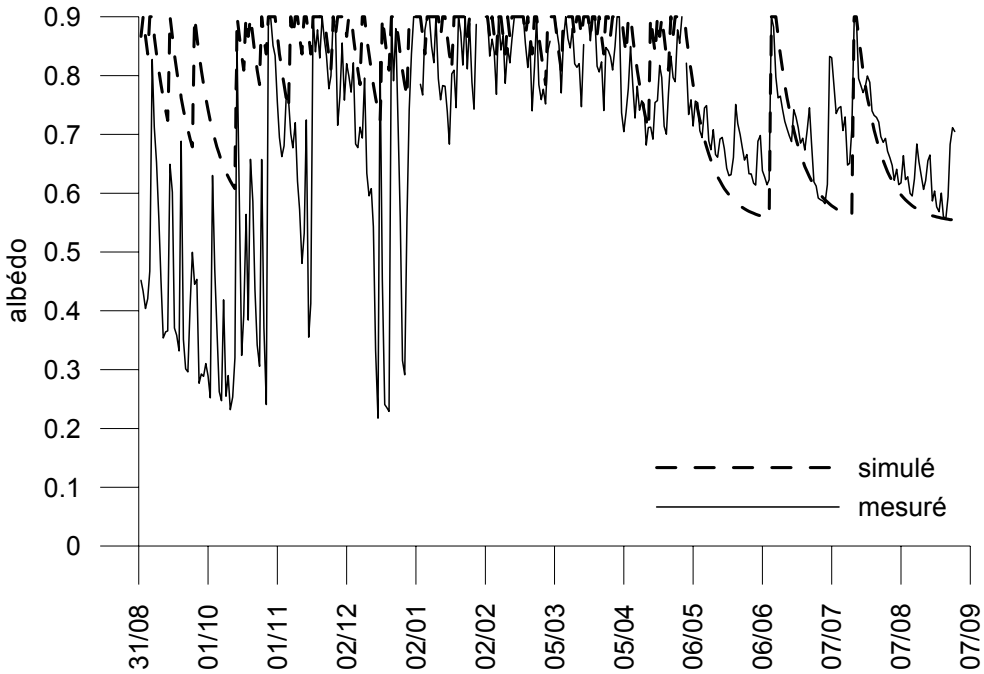


Figure VI.11 : valeurs journalières de l'albédo mesuré et de l'albédo calculé selon l'U.S. Army corps of Engineers [1956] avec n = 10 jours (équation VI.11), 1998-1999.*

Lors de l'installation progressive de la saison des pluies de septembre à décembre (chapitre III.3), les premières chutes de neige sur la glace en fusion entraînent des variations fortes et rapides de l'albédo entre 0.25 et 0.70 (figure VI.11). Il est nécessaire de tenir compte de l'accélération de la décroissance de l'albédo lorsque la neige est peu épaisse (figure VI.10).

Oerlemans et Knap [1998] simulent la décroissance de l'albédo de la neige vers l'albédo de la glace par une exponentielle indexée selon la hauteur de neige au pas journalier (tableau VI.5). L'influence de la glace sous-jacente est proportionnée à une hauteur de neige critique d*=32 mm de neige. La vitesse de décroissance est nulle lorsque l'épaisseur de neige est grande, puis tend vers $-1/d^*$ lorsque la hauteur de neige tend vers 0. Or, cette limite de la vitesse de variation de l'albédo n'est pas justifiée (figure VI.10).

On choisit de paramétriser l'albédo des fines couches de neige selon une polynomiale de l'équivalent en eau de la couche de neige (e_s) qui amène à une vitesse de décroissance infinie quand l'épaisseur de neige tend vers zéro :

$$\alpha = \alpha_{neige} + (\alpha_{glace} - \alpha_{neige}) (1 + e_s/e_s^*)^{-k} \qquad \text{(VI.15)}$$

où l'albédo de la neige α_{neige} a été calculé selon l'équation (VI.11), α_{glace} est l'albédo de la glace (0.35) et e_s est un paramètre d'échelle de l'équivalent en eau. On fixe k = 3, ce qui donne une augmentation de vitesse avec la fusion de la neige en puissance quatrième de e_s.

La figure VI.12 (a) illustre la simulation de la décroissance de l'albédo d'un manteau épais de neige fraîche (albédo 0.90, épaisseur $5e_s$*) sans ablation pendant 40 jours, puis subissant une ablation de e_s*/4 par jour. Tant que $e >> e_s$*, l'albédo diminue de façon exponentielle avec le vieillissement de la neige (équation VI.11). Lorsque e atteint $3e_s$*, l'albédo de la glace intervient à hauteur de 2 % (équation VI.15). A partir de $e \approx e_s$*, la décroissance s'accélère fortement jusqu'à la disparition de la neige. Dans le modèle complet, la diminution de l'albédo doit accentuer la disparition de la neige.
La figure VI.12 (b) illustre la simulation de la décroissance de l'albédo d'une fine couche de neige fraîche (albédo 0.90, $5e_s$*) qui subit une ablation de e_s*/4 par jour. La rapide décroissance polynomiale interrompt rapidement la décroissance exponentielle.

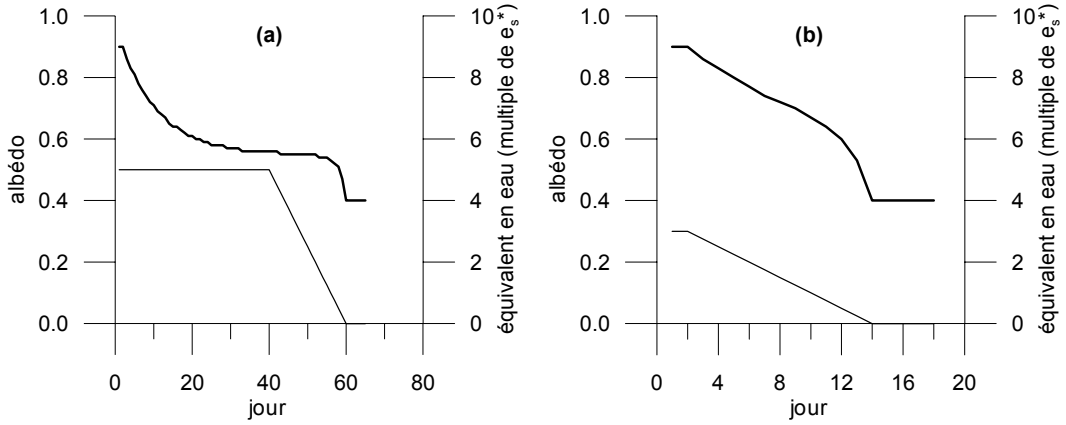


figure VI.12 : évolution temporelle de l'albédo calculée par les équations VI.11 et VI.15 (trait gras) et de l'équivalent en eau du manteau neigeux exprimé en multiples du paramètre d'échelle e_s (trait fin). (a) est pour la fusion d'un manteau de neige épais. (b) est pour la fusion d'une fine couche de neige*

La hauteur de neige rend l'albédo dépendant de la fusion (et des précipitations solides), donc de l'ensemble des flux d'énergie. Ce schéma, qui représente les processus réels de rétroactions, empêche le calage du paramètre e_s* indépendamment du calcul des autres flux.
La nature « physique » du paramètre e_s* permet d'en estimer la valeur à partir des propriétés radiatives de la neige. Selon Giddings et LaChapelle [1961], la réflectance de la neige dans le domaine spectral autour de 0.6 micromètre devient indépendante de la hauteur de neige au dessus de 10-20 mm. Par contre, O'Neil et Gray [1973] considèrent que la surface sous-jacente affecte l'albédo de surface quand la hauteur de neige est inférieure à 60-80 mm. En considérant l'atténuation de la radiation solaire dans la neige comme une fonction exponentielle de la profondeur (loi de Bourget-Lambert), le

coefficient d'extinction varie selon le type de neige entre 0.07 cm^{-1} [Bergen, 1971] et 1.5 cm^{-1} [Mellor, 1965], correspondant à l'atténuation de 95 % du rayonnement incident à 43 cm et à 2 cm de profondeur, respectivement.

L'influence de la surface sous-jacente dépend en fait de l'équivalent en eau et non de la hauteur de neige (paragraphe V.2.4.b). Elle dépend aussi de la concentration en poussière (chapitre V.2.4.b) : selon Warren et Wiscombe [1980], 20 mm d'équivalent en eau de neige contaminée en suie (0.3 ppmw) est un milieu semi-infini (la surface sous-jacente n'influe pas sur l'albédo), alors que la même épaisseur de neige pure ne l'est pas. La dispersion des observations des hauteurs de neige à partir de laquelle la surface sous-jacente affecte l'albédo est due en partie à des différences de densité et de contenu en poussières.
Si on considère un équivalent en eau critique de 20 mm d'eau, les hauteurs de neige citées par O'Neil et Gray [1973] correspondent à une densité de l'ordre de 0.25-0.33. Par contre, les valeurs de Giddings et Lachapelle [1961] correspondent à des densité très élevées.
On considère $e_s^* = 6$ mm d'eau, correspondant à $3e_s^* \approx 20$ mm d'eau. La valeur critique $d^* = 32$ mm de neige retenue par Oerlemans et Knap [1998] implique une densité de la neige égale à 0.2, correspondant à de la neige peu transformée. Néanmoins, considérer les hauteurs de neige au lieu des équivalents en eau ne permet pas de distinguer la fusion d'une neige transformée de la fusion de la neige fraîche.

VI.3.4.b.4 Effets des chutes de neige

Les précipitations journalières ($n_j = 0$) sont mesurées par la sonde à ultrasons avec une sensibilité de 10 mm de neige par jour. Ce seuil a de fortes incidences sur la qualité de la simulation de l'albédo. Tout au long de l'année, des précipitations entraînant des hausses de l'albédo ne sont pas prises en compte par le modèle (figure VI.11). L'erreur de simulation est liée à la précision de la mesure des précipitations, mais aussi, et surtout, au choix du pas de temps. Contrairement aux glaciers alpins où les précipitations d'été sont généralement sous forme de pluie en zone d'ablation, les précipitations sur le glacier du Zongo sont de la neige (parfois du grésil), même en saison de fusion.
Au pas journalier, la sonde à ultrasons mesure un bilan de masse et non un cumul de précipitations. Des faibles chutes de neige qui fondent dans la journée n'apparaissent pas dans les bilans journaliers alors qu'elles ont entraîné une hausse de l'albédo. Afin d'améliorer l'accord avec les mesures, il est nécessaire de prendre en compte les précipitations solides à un pas de temps infra-journalier.

Le chapitre IV.2.1 a proposé une méthode de mesure au pas de temps horaire des chutes de neige à 5150 m (SMA2). On considère que les précipitations sont réparties uniformément sur le glacier (chapitre IV.2.2). Les intensités des précipitations sont faibles (généralement de quelques millimètres d'eau par heure). En raison de la pénétration du rayonnement solaire dans la neige, l'albédo de la glace affecte l'albédo des fines couches de neige fraîche (paragraphe VI.3.4.b.3). Ainsi suivant Hock [1998], on considère que l'augmentation de l'albédo ($\Delta\alpha$) est proportionnelle à l'intensité horaire des chutes de neige (Ps) :

$$\Delta\alpha = c_p \, Ps \qquad \text{(VI.16)}$$

où c_p (h.mm d'eau^{-1}) est un coefficient de proportionnalité empirique.

En considérant qu'à partir de 20 mm d'équivalent en eau, l'albédo ne dépend plus de la surface sous-jacente (paragraphe VI.3.4.b.3) et qu'une chute de neige de 20 mm d'équivalent en eau par heure sur la glace amène une augmentation de l'albédo de 0.5, on a $c_p \approx 0.025$ h.mm d'eau^{-1}. La valeur de c_p obtenue est proche de la valeur appliquée par Hock [1998] (0.02 h.mm d'eau^{-1}).

La figure VI.13 permet de comparer les mesures de chutes de neige et d'albédo lors d'une semaine de septembre 1999. Selon les augmentations de l'albédo du 14 au 15 et du 15 au 16 septembre dues à des précipitations d'environ 40 et 20 mm d'eau par jour, respectivement, le coefficient c_p est de l'ordre de 0.5 10^{-3} à 10^{-2} h.mm d'eau^{-1}, soit de l'ordre de grandeur de la valeur de Hock [1998].
Des tentatives ont été effectuées pour relier les augmentations de l'albédo aux chutes de neige horaires sur l'ensemble d'une année. Or, en raison des erreurs sur la mesure des précipitations et de l'albédo lors des précipitations, les précipitations sont aussi souvent reliées à des baisses qu'à des augmentations de l'albédo (figure VI.14).

Finalement on choisit d'appliquer l'équation VI.16, avec c_p égal à 0.02 h.mm d'eau^{-1}.

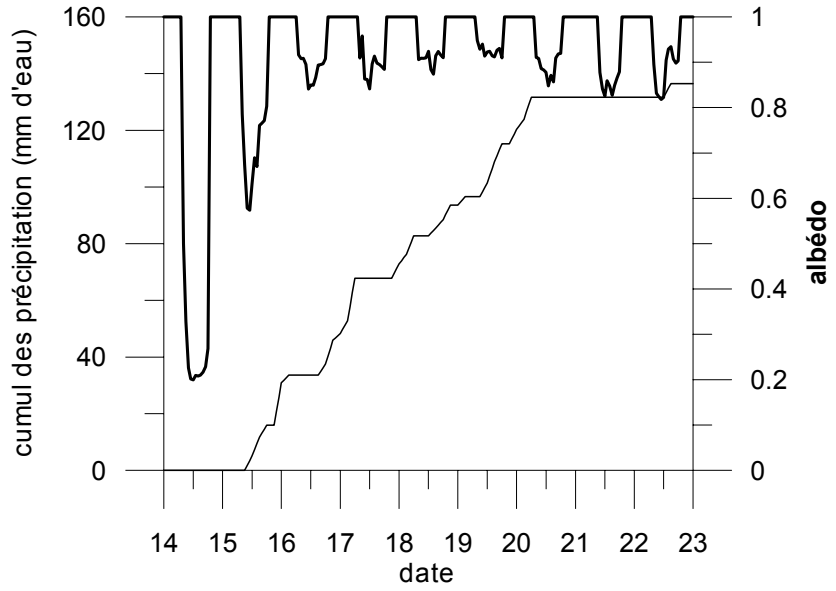


Figure VI.13 : comparaison au pas horaire de l'albédo à 5050 m (SMA1, trait gras) avec le cumul des chutes de neige à 5150 m (SMA2, trait fin) du 14 au 23 septembre 1999. L'albédo est fixé à 1 la nuit.

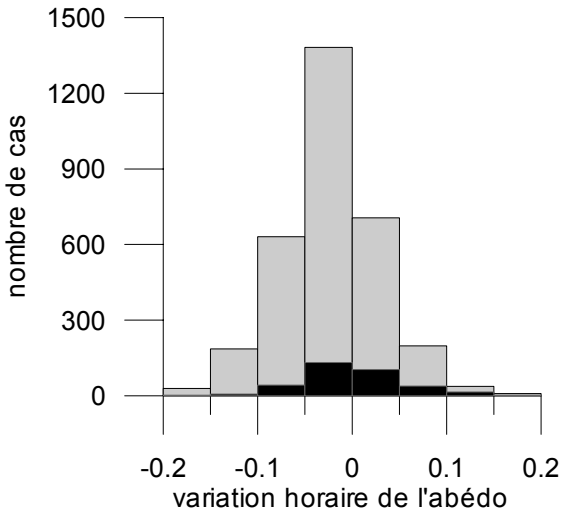


Figure VI.14 : histogrammes des variations horaires de l'albédo à 5150 m sur l'année 1999-2000 (gris) et lors des chutes de neige sur la même période (noir).

VI.3.4.b.5 Synthèse

En l'absence de précipitations, la décroissance de l'albédo de la neige est simulée par deux formules appliquées successivement :

$$\alpha_{neige} = \alpha_{névé} + (\alpha_{neige\ fr} - \alpha_{névé}) \exp(-n_j/n^*) \quad \text{(VI.11)}$$

$$\alpha = \alpha_{neige} + (\alpha_{glace} - \alpha_{neige}) (1 + e_s/e_s^*)^{-3} \quad \text{(VI.15)}$$

La zone de névé où l'équation VI.15 n'est pas appliquée ($\alpha \geq \alpha_{névé}$) est délimitée par une carte en entrée du modèle.

Lors des chutes de neige, l'augmentation d'albédo est proportionnelle à l'intensité des précipitations (Pr) :

$$\Delta\alpha = c_p\ Pr \quad \text{(VI.16)}$$

Le tableau VI.6 résume les valeurs des différents paramètres utilisés.

La décroissance de l'albédo lors du vieillissement de l'épais manteau de neige est au pas journalier (équation VI.11). Les chutes de neige de faible intensité recouvrant temporairement la zone d'ablation du glacier en période de fusion amènent à considérer les variations horaires de l'albédo lors des précipitations (équation VI.16) et lorsque la couche de neige est fine (équation VI.15).

Tableau VI.6 : paramètres de calcul de l'albédo

Nom	Valeur
$\alpha_{neige\ fr}$	0.90[(1)]
$\alpha_{névé}$	0.60
α_{glace}	0.35[(2)]
n*	10 jours
e_s*	6 mm d'eau
c_p	0.02 h.mm d'eau^{-1}

(1) difficile à estimer en raison des erreurs de mesure de l'albédo lors des chutes de neige

(2) albédo de la glace sale

L'albédo de la glace décroît de 0.4 à 0.2 de septembre à octobre 1999 en raison de l'accumulation d'impuretés en surface et du creusement de trous à cryoconites (figure VI.11). Néanmoins, l'ajout d'un paramètre de décroissance de l'albédo de la glace n'est pas justifié et les variations de l'albédo de la glace ne sont pas prises en compte dans le modèle car :

(i) la précision sur l'albédo de la glace n'est pas aussi cruciale que pour l'albédo de la neige ;

(ii) la décroissance de l'albédo de la glace au site de mesure n'est pas observée régulièrement chaque année ;

(iii) la concentration en impuretés n'est pas uniforme, mais tend à augmenter vers le front (la prise en compte de la variabilité spatiale de la concentration en impuretés amènerait un paramètre supplémentaire).

La comparaison des calculs d'albédo avec les mesures nécessite de simuler l'ensemble des flux d'énergie et est présentée dans le chapitre VI.3.8.

VI.3.5 Simulation des flux radiatifs de grande longueur d'onde

VI.3.5.a La radiation de grande longueur d'onde incidente

VI.3.5.a.1 Introduction

La radiation de grandeur longueur d'onde est une mesure plus difficile que la radiation solaire car les instruments émettent dans les mêmes longueurs d'onde des radiations d'intensités similaires à la radiation mesurée (paragraphe V.2.5.b). Dès le début du vingtième siècle, l'éclairement atmosphérique a été calculé comme l'émission d'un corps gris à la température de l'air proche du sol :

$$Rl\downarrow = \varepsilon_a(T,e,n)\, \sigma\, T_k^4 = \varepsilon_{a,c}\,(T,e)\, F(n)\, \sigma\, T_k^4 \qquad \text{(VI.17)}$$

Où σ est la constante de Stefan-Boltzman. ε_a est le facteur « effectif » d'émission de l'atmosphère qui dépend de la température (T) et/ou de l'humidité (e), et de la fraction du ciel couverte par les nuages (nébulosité n). ε_a est le facteur d'émission de l'atmosphère produit de l'émission de l'atmosphère non nuageuse ($\varepsilon_{a,c}$) par la contribution des nuages ($F(n) \geq 1$).

Le succès des paramétrisations de la forme VI.17 est dû au fait que l'éclairement atmosphérique provient essentiellement de l'émission des premières centaines de mètres de l'atmosphère (chapitre V.2.1).

Le coefficient de variation du terme en puissance quatrième de la température (σT_k^4) n'est que de 4 % alors que le coefficient de variation de Rl↓ est de 17 %. Le terme σT_k^4 varie peu et Rl↓ est très bien corrélé au facteur d'émission Rl↓/σT_k^4 qui varie entre 0.5 et 1 sur le glacier (r^2=0.98). Ainsi, la source de variation de l'éclairement atmosphérique est essentiellement le facteur d'émission et non la température d'émission de l'atmosphère (équation VI.17).
Les deux paragraphes qui suivent examinent les paramétrisations du facteur d'émission du ciel clair et de l'atmosphère nuageuse. On ne revient pas sur la paramétrisation de l'émission des parois qui a été traitée au paragraphe V.2.5.c.2.

VI.3.5.a.2 Ciel clair

Le tableau VI.7 résume les principales méthodes de calcul du facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages ($\varepsilon_{a,c}$) selon la température (T_k en degrés Kelvin) et la pression de vapeur (e en hPa). Les paramétrisations proposées sont souvent équivalentes car la pression de vapeur et la température sont deux variables liées. Selon Swinbank [1963], la relation de Brunt [1931] entre Rl↓ et la pression de vapeur provient de la forte corrélation des deux variables avec la température. C'est pourquoi Swinbank [1963] propose un facteur d'émission dépendant seulement de T (tableau VI.7). Or, Brutsaert [1982, p.139] montre par des considérations théoriques basées sur Deacon [1970] que la formule « empririque » de Swinbank [1963] est en fait très proche de l'équation « physique » de Brutsaert [1975] où interviennent e et T.

En raison des perturbations de la radiation solaire sur la mesure de Rl↓ en journée (paragraphe V.2.5.b), les formules empiriques du facteur d'émission atmosphérique sont souvent calées sur les mesures de nuit. Or, le calage en conditions d'inversion thermique nocturne entraîne un biais sur le calcul de $\varepsilon_{a,c}$ en journée : selon Paltridge et Platt [1970] l'équation de Swinbank [1963] sous-estime le valeurs diurnes de 20 $W.m^{-2}$.
Sur les glaciers, les paramétrisations de $\varepsilon_{a,c}$ (T,e) doivent tenir compte des conditions particulières d'inversion thermique et de températures négatives [Yamamouchi et Kawaguchi, 1984 ; Aase et Idso, 1978]. Les paramètres doivent aussi être ajustés à la haute altitude en raison de la réduction de la couche d'atmosphère.

Tableau VI.7 :principales méthodes de calcul du facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages

Source	Méthode	Notes
Angström [1916]	$\varepsilon_{a,c} = a - b \exp(-c\ e)$	a, b et c paramètres empiriques
Brunt [1931]	$\varepsilon_{a,c} = a + b\ e^{1/2}$	Une des formules les plus utilisées
Swinbank [1963]	$\varepsilon_{a,c} = 0.92\ 10^{-5}\ T_k^2$	
Idso et Jackson [1969]	$\varepsilon_{a,c} = 1 - 0{,}261 \exp[-7{,}77\ 10^{-4}\ (273 - T_k)^2]$	Très utilisé
Staley et Jurica [1972]	$\varepsilon_{a,c} = a\ e^b$	Résultat de calculs théoriques d'intégration du facteur d'émission sur toute l'atmosphère
Brutsaert [1975]	$\varepsilon_{a,c} = 1{,}24\ (e/T_k)^{1/7}$	Résultat de calculs théoriques d'intégration du facteur d'émission dans l'atmosphère standard
Satterlund [1979]	$\varepsilon_{a,c} = 1{,}08\ [1-\exp(-e^{T/2016})]$	Adaptée aux températures négatives
Idso [1981]	$\varepsilon_{a,c} = 0.70 + 5.95\ 10^{-4}\ e \exp(1500/T_k)$	Courbe ajustée à des calculs théoriques. e en kPa

On compare sur le glacier du Zongo l'équation « physique » très utilisée de Brutsaert [1975] avec l'équation de Satterlund [1979] qui est adaptée aux basses températures. La figure VI.15 compare les mesures de Rl↓ à 5050 m avec les deux équations au cours de cinq jours sans nuages de mai 2000. Cette période a été déjà présentée pour les analyses de la perturbation solaire et de l'influence des parois (figures V.22 et V.28). Ici, l'émission des parois a été éliminée des mesures afin de ne comparer que la radiation provenant de l'atmosphère (L_0) (paragraphe V.2.5.c).

Les deux équations reproduisent correctement le cycle nycthéméral de l'éclairement atmosphérique (d'amplitude 30 à 60 $W.m^{-2}$) selon les cycles d'humidité et de température de l'atmosphère. Les deux équations surestiment le signal, mais l'erreur de Brutsaert [1975] reste inférieure à 10 % qui est l'ordre de grandeur de la précision sur la mesure (paragraphe V.2.5.b).

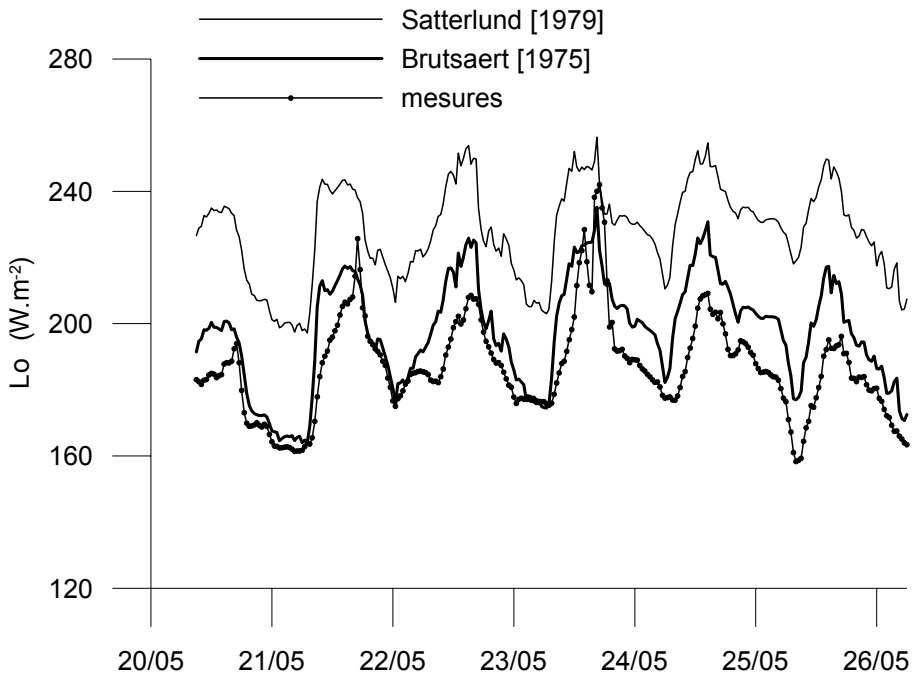


Figure VI.15 : comparaison des mesures de l'éclairement atmosphérique par ciel clair et sans émission des parois (V_f=1) avec les équations de Brutsaert [1975] et de Satterlund [1979] (tableau VI.7). Moyennes horaires du 20 au 25 mai 2000.

L'équation de Brutsaert [1975] s'écrit :

$$\varepsilon_{a,c} = C\,(e/T_k)^{1/7} \qquad \text{(VI.18)}$$

où le facteur C = 1,24.

L'équation (VI.18) est calculée par intégration du facteur d'émission de chaque tranche d'atmosphère tenant compte des émissions de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone. Les profils de température et d'humidité sont ceux de l'atmosphère « standard » représentant un hypothétique état moyen annuel de l'atmosphère aux latitudes tempérées (paragraphe V.2.4.b).

Le coefficient de variation de la température en degrés Kelvin étant faible (le rapport de l'écart-type sur la moyenne est inférieur à 1%), les variations du facteur d'émission du ciel clair de 0.60 à 0.75 dépendent peu de la température (figure VI.16). Pour T_k proche de 273 K, $\varepsilon_{a,c}$ peut être estimé selon $\varepsilon_{a,c} = 0.449\ C\ e^{1/7}$.

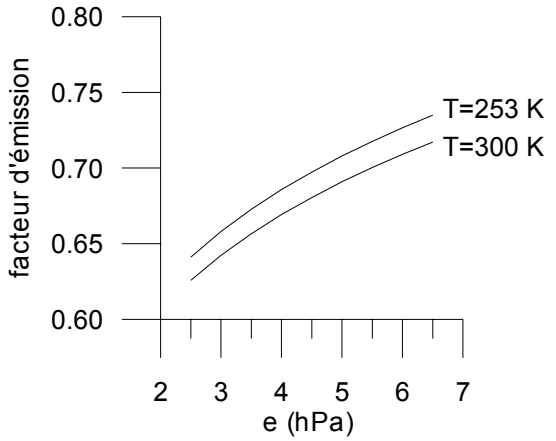


Figure VI.16 : dépendance du facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages [Brutsaert, 1975] selon la pression de vapeur pour T=253 K et T=300 K.

La formule de Brutsaert [1975] simule correctement $\varepsilon_{a,c}$ aux latitudes tempérées où l'atmosphère peut être décrite par une atmosphère « standard » [ex. Mermier et Seguin, 1976]. Konzelmann et al. [1994] notent que l'équation de Brutsaert [1975] tend vers 0 quand la pression de vapeur tend vers 0 et proposent de tenir compte de l'émission des « gaz à effet de serre autres que la vapeur d'eau » selon :

$$\varepsilon_a = 0{,}23 + C\, e^{1/m} \qquad \text{(VI.19)}$$

où 0,23 est le facteur d'émission d'une atmosphère complètement sèche.
Puisque les bandes d'absorption de la vapeur d'eau et des autres gaz à effet de serre se recoupent, le facteur d'émission doit augmenter plus faiblement avec la pression de vapeur et m est fixé à 8 au lieu de 7 [Konzelmann et al., 1994].

L'équation de Brutsaert [1975] est physique et elle peut en principe être transposée à différentes atmosphères. Le facteur C représente la relation entre la pression de vapeur à proximité du sol et le profil d'humidité dans l'atmosphère. Greuell et al. [1997] montrent que le facteur C augmente avec la hauteur de l'inversion thermique au-dessus des glaciers. Culf et Gash [1993] déduisent de mesures par radio-sondages de température et d'humidité dans l'atmosphère, une valeur de C = 1.31 adaptée aux conditions de la saison sèche au Niger. Aux latitudes tempérées, Crawford et Duchon (1999) font varier le coefficient C au cours de l'année selon une sinusoïde de minimum (maximum) en été (en hiver).

Les relations entre ε_a au-dessus du glacier et les variables météorologiques sont examinées en calculant le rapport $L_0 / \sigma T_k^4$. Les variations des mesures diurnes de $L_0 / \sigma T_k^4$ du 20 au 25 mai 2000 peuvent être correctement représentées par une fonction

$C\,(e/T)^{1/m}$ avec m = 7 (équation VI.18, figure VI.17). Par contre, le facteur C = 1.24 est trop élevé : le calcul avec C = 1.15 s'ajuste mieux aux mesures.

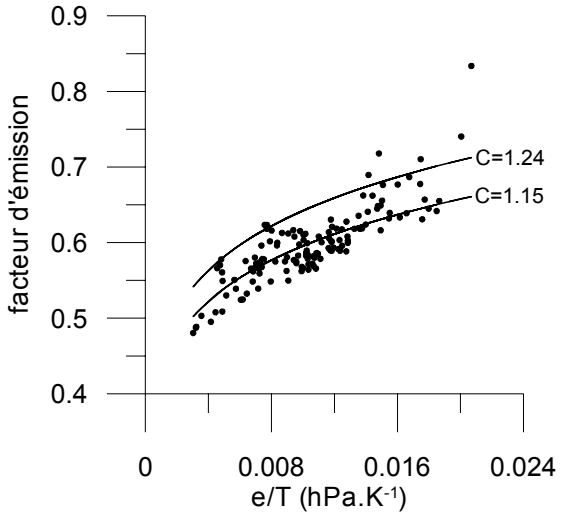


Figure VI.17 : facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages ($L_0/\sigma T^4$) selon le rapport de la pression de vapeur (e en hPa) par la température (T en K). Les points montrent les mesures. Les courbes montrent les résultats de l'équation VI.18 avec C=1.24 et C=1.15. Moyennes horaires diurnes du 20 au 25 mai 2000.

Les journées sans nuages sont rares en saison des pluies. La figure VI.18 compare l'équation VI.18 avec les mesures de RI↓ au cours des deux journées les plus ensoleillées de la saison des pluies 1999-2000. Au cours du 12 novembre 1999, la radiation globale a suivi un cycle régulier, atteignant de fortes valeurs à midi (figure VI.18 (a)). L'éclairement de grande longueur d'onde était faible par ciel clair, puis a augmenté vers 15 h en raison d'une augmentation de l'humidité atmosphérique précédant l'arrivée des nuages. Les nuages ont atteint le glacier vers 19 h causant une forte augmentation de RI↓. L'évolution du 19 novembre 1999 était similaire mais les nuages sont arrivés sur le glacier avant le coucher du soleil, entraînant une atténuation de la radiation solaire en fin d'après-midi (figure VI.18 (b)).

Les calculs de l'éclairement atmosphérique selon l'équation VI.18 avec C = 1.15 s'ajustent bien aux mesures par ciel clair et permettent de distinguer l'émission des nuages (figures VI.18 (a) et (b)). Les calculs selon le facteur original C = 1.24 surestiment la radiation atmosphérique d'environ 10 %. L'épaisseur de la couche atmosphérique réduite à haute altitude peut expliquer une faible valeur de C.

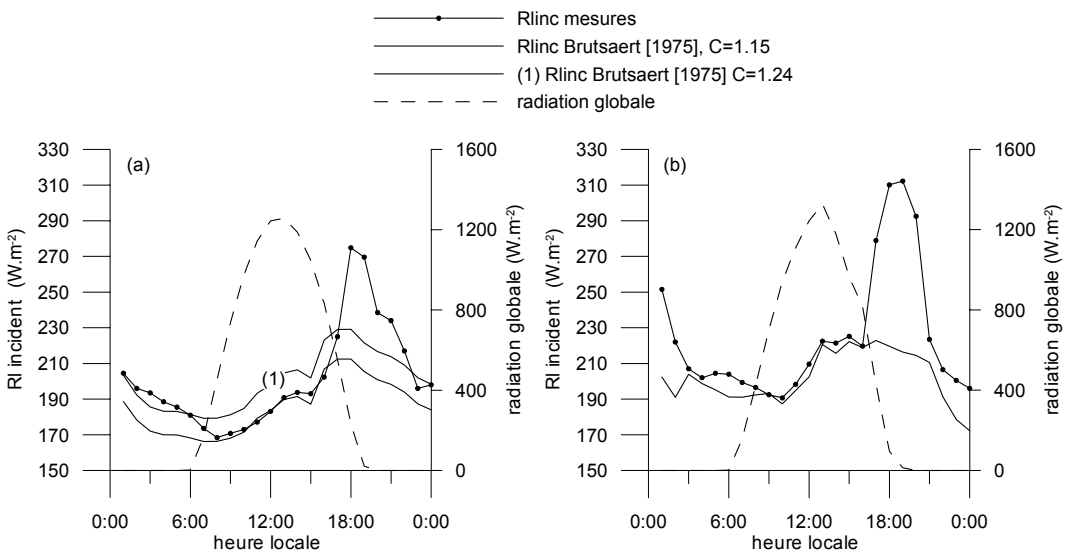


Figure VI.18 : comparaison entre les mesures de l'éclairement de grande longueur d'onde à 5050 m (Rl↓) et l'équation de Brutsaert [1975] (équation VI.18). (a) et (b) montrent les moyennes horaires du 12 et du 19 novembre 1999, respectivement. Les calculs de Rl↓ sont avec C=1.15 sauf la courbe marquée de (1) dans la figure (a) où C=1.24. La radiation globale est également montrée (axe Y de droite).

En saison sèche lorsque les nuages sont rares, l'équation de Brutsaert [1975] (C = 1.24) simule correctement les variations journalières de Rl↓ (figure VI.19). Le calcul avec C = 1.15 entraîne une sous-estimation systématique de l'éclairement (non montré).

Ainsi l'équation de Brutsaert [1975] sous-estime systématiquement l'éclairement diurne de grande longueur d'onde au pas de temps horaire, alors qu'en moyennes journalières les calculs ne sont jamais supérieurs aux mesures. Une raison peut être qu'aucun cycle nycthéméral ne se déroule sans nuages dont l'émission compense les valeurs de Rl↓ surestimées avec C = 1.24.

Il est plus probable que les conditions d'inversion thermique nocturnes tendent à augmenter la valeur journalière du facteur C. Le calage de l'équation VI.18 sur les mesures de nuit n'est pas présenté en raison de la difficulté d'identifier les nuits sans nuages.

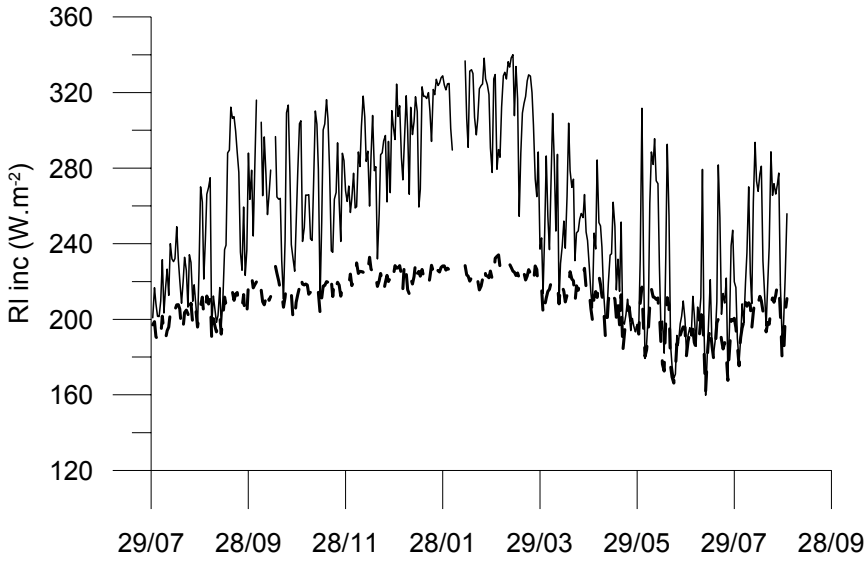


Figure VI.19 : mesures de l'éclairement atmosphérique (courbe continue) et paramétrisation selon l'équation VI.18 avec C=1.24 (tirets gras). Moyennes journalières du 29 juillet 1999 au 31 août 2000.

L'épaisseur réduite de la couche atmosphérique à haute altitude entraîne un faible émission radiative thermique de l'atmosphère non nuageuse (chapitre V.5). Néanmoins, les variations de Rl↓ par ciel clair ne sont pas négligeables : environ ± 20 % en valeurs journalières et ± 30 % sur le cycle nycthéméral. L'équation de Brutsaert [1975] (équation VI.18) simule correctement les variations du facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages de 0.60 à 0.75 environ. En valeurs horaires, l'introduction d'un cycle nycthéméral du paramètre C permettrait d'améliorer l'accord avec les mesures en raison des cycles des profils d'humidité et de température dans l'atmosphère.

L'erreur des calculs de Rl↓ par ciel clair est faible, ce qui amène Marks et Dozier [1992] à considérer que la méthode la plus fiable pour estimer l'humidité de l'air est d'inverser la paramétrisation de Rl↓ à partir des mesures du flux radiatif de grande longueur d'onde.

Le paramètre C pourrait être estimé indépendamment à partir des mesures de radio-sondages effectuées en 1991-92 au-dessus de La Paz ou à partir des profils de température et d'humidité des latitudes tropicales disponibles dans la littérature [ex. Ellingson et al., 1991].

VI.3.5.a.3 Ciel nuageux

- Calage de la paramétrisation

L'augmentation par les nuages du facteur d'émission de l'atmosphère est généralement calculée sous la forme :

$F(n) = (1 + a\, n^b)$ (VI.20)

Où n est la fraction du ciel couverte par les nuages exprimée en dixième (nébulosité), et a et b sont des constantes empiriques, respectivement de l'ordre de 0.2 et compris en 1 et 2. La constante a représente la décroissance de la température d'émission des nuages avec l'altitude et dépend du type de nuage.

La nébulosité ne peut être que notée par un observateur lors de visites sur le terrain. A défaut d'observations directes, le couvert nuageux est généralement relié à l'atténuation de la radiation solaire. Par exemple, Konzelmann et al. [1994] obtiennent par ajustement statistique des mesures sur la calotte groenlandaise :

$\tau_{nuage} = 1 - a\, n^2$ (VI.21)

où τ_{nuage} est le coefficient de transmission des nuages pour la radiation solaire et a est un paramètre empirique fixé à 0.78.

La puissance carrée de n entraîne une faible dépendance de τ_{nuage} selon n, lorsque n est faible. Cette tendance peut être justifiée par le fait que généralement les faibles nébulosités sont causées par des nuages atténuant peu la radiation solaire (de faible épaisseur optique) [Konzelman et Van Den Broeke, 1996].

La figure VI.20 montre l'atténuation atmosphérique de la radiation solaire (G/Rextra) lors de 21 journées où les observations de la nébulosité étaient suffisamment nombreuses (toutes les heures) pour estimer une nébulosité moyenne journalière. La relation entre G/Rextra et la nébulosité (n) peut être représentée par une droite (r^2=0.87). Néanmoins, les données sont peu nombreuses et une étude plus complète des relations entre n et G serait nécessaire.

Les observations de la figure VI.20 montrent que G/Rextra tend vers 0.87 lorsque n tend vers 0. En effet, le paragraphe V.2.4.e a montré que par ciel clair la radiation globale journalière sur le glacier représente 87 % de la radiation solaire extraterrestre. Par ailleurs, le minimum du rapport G/Rextra observé sur le glacier est de l'ordre de 20 %.

On considère donc que l'atténuation de la radiation solaire est reliée au couvert nuageux par la relation :

$$\frac{G}{Rextra} = 0.9 - 0.7\,n \qquad \text{(VI.22)}$$

La droite de régression de G/Rextra selon la nébulosité observée est proche de la droite d'équation VI.22 (figure VI.20).

L'inversion de l'équation (VI.22) permet de déduire le couvert nuageux selon :

$$n = 1.3 - 1.4\,\frac{G}{Rextra} \qquad \text{(VI.23)}$$

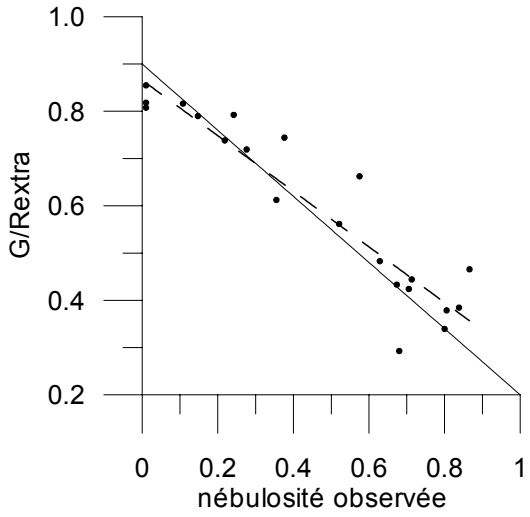


Figure VI.20 : atténuation de la radiation solaire par l'atmosphère (G/Rextra) selon la nébulosité observée au cours de 21 journées réparties dans trois missions sur le glacier en mars-avril 1998, en juillet 1999 et en juillet 2000. La droite de régression linéaire (r^2=0.87, tirets) et la droite d'équation G/Rextra = 0.9-0.7 n (trait continu) sont aussi représentées

La simulation du facteur d'émission de l'atmosphère nuageux est effectuée selon les paramétrisations proposées dans la littérature [ex. Brutsaert, 1982, p.143 ; Oke, 1987, p.374] : a = 0.25 (valeur maximale correspondant au brouillard) et b = 2 (figure VI.21). Le cycle annuel de Rl↓ est mal reproduit car les contributions des nuages sont toujours sous-estimées. L'erreur ne vient pas de l'émission des parois qui est faible au site de la SMA1. Il est donc nécessaire de caler les constantes a et b aux conditions atmosphériques sur le glacier du Zongo.

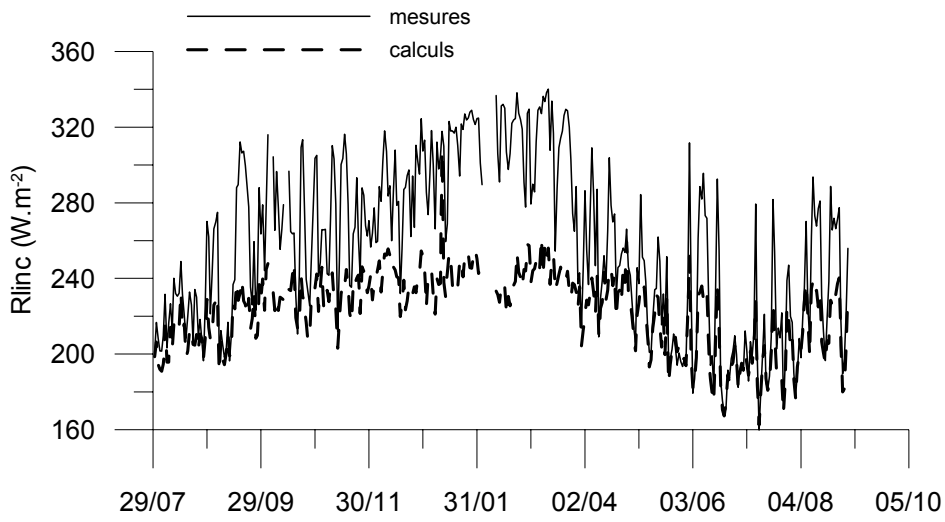


Figure VI.21 : comparaison entre les mesures de Rl↓ à 5050 m et les calculs selon l'équation VI.17. Le facteur d'émission du ciel clair est selon Brutsaert [1975]. L'émission des nuages est selon l'équation VI.20 avec a=0.25 et b=2 [Brutsaert, 1982]. Moyennes journalières du 29/07/1999 au 31/08/2000.

L'inversion de l'équation VI.17 avec le facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages calculé selon l'équation VI.18 et la fonction F(n) définie selon l'équation VI.20 donne :

$$a\, n^{\,b} = \frac{Rl\downarrow}{1.24\,(e/T)^{1/7}\;\sigma\,T^4} - 1 = H(Rl\downarrow, e, T) \qquad \text{(VI.24)}$$

La droite d'équation :

$$b\,\ln(n) + a = \ln(H) \qquad \text{(VI.25)}$$

permet de déterminer les coefficients a et b à partir de n calculé selon l'atténuation du rayonnement solaire (équation VI.23) et de H mesuré.

Les paramètres (a, b) de l'équation VI.25 ont été calculés pour les valeurs journalières et pour les valeurs horaires diurnes de l'année 1999-2000 (tableau VI.8). En saison sèche et sur l'année complète, la variable n « explique » un peu moins des deux tiers des variations de la fonction H. Les différences entre les valeurs (a, b) obtenues sur l'année complète ou seulement en saison sèche sont faibles, causant une différence de Rl↓ inférieure à 10 %. Au cœur de la saison des pluies (novembre-février), la corrélation est bien plus faible (r^2=0.30).

En valeurs horaires, l'indice de nébulosité (n) « n'explique » qu'un tiers des variations de la fonction H+1 ≈ F(n).

Tableau VI.8 : valeurs des paramètres a et b et des coefficients de détermination de la droite d'équation VI.25 pour l'année 1999-2000.

	Paramètre a	**Paramètre b**	**Coefficient de détermination r²**
Moyennes journalières Année	0.43	0.96	0.60
Moyennes journalières Saison sèche (mai-août)	0.34	0.94	0.61
Moyennes journalières Saison des pluies (nov.-fév.)	0.38	0.49	0.30
Moyennes horaires Année	0.62	0.84	0.34

La nébulosité n est proche de 1 en saison des pluies sauf lors de quelques journées de ciel clair en novembre et janvier causant des baisses brutales à $n \approx 0.1$ (figure VI.22 (a)). A partir de mars 1999, la saison sèche entraîne une baisse de n vers 0.1-0.2, interrompue par plusieurs perturbations nuageuses.

La figure VI.22 (b) compare les mesures journalières de Rl↓ avec les calculs en considérant a = 0.4 et b = 1 obtenues sur l'année 1999-2000 (tableau VI.8). Le calcul de Rl↓ reproduit correctement les variations saisonnières de Rl↓ : l'erreur est inférieure à $\pm$ 60 W.m^{-2} ($\pm$ 20 %) (figures VI.22 (c)). Les calculs reproduisent les trois quarts des variations des mesures (r^2=0.77).

Les erreurs de calcul sont distribuées aléatoirement pour les éclairements de grande longueur d'onde inférieurs à environ 280 W.m^{-2} (figure VI.23 (a)). Par contre, les valeurs les plus fortes de Rl↓ sont sous-estimées par les calculs (erreur systématique).

Les calculs de Rl↓ ont été effectués sur l'année hydrologique 2000-2001 avec la paramétrisation du facteur d'émission de l'atmosphère inchangée (figure VI.23 (b)). Les erreurs de calculs sont du même ordre de grandeur que lors du cycle de calage des paramètres a et b (1999-2000), et on observe aussi une sous-estimation systématique des plus fortes valeurs de Rl↓ (◊280 W.m^{-2}).

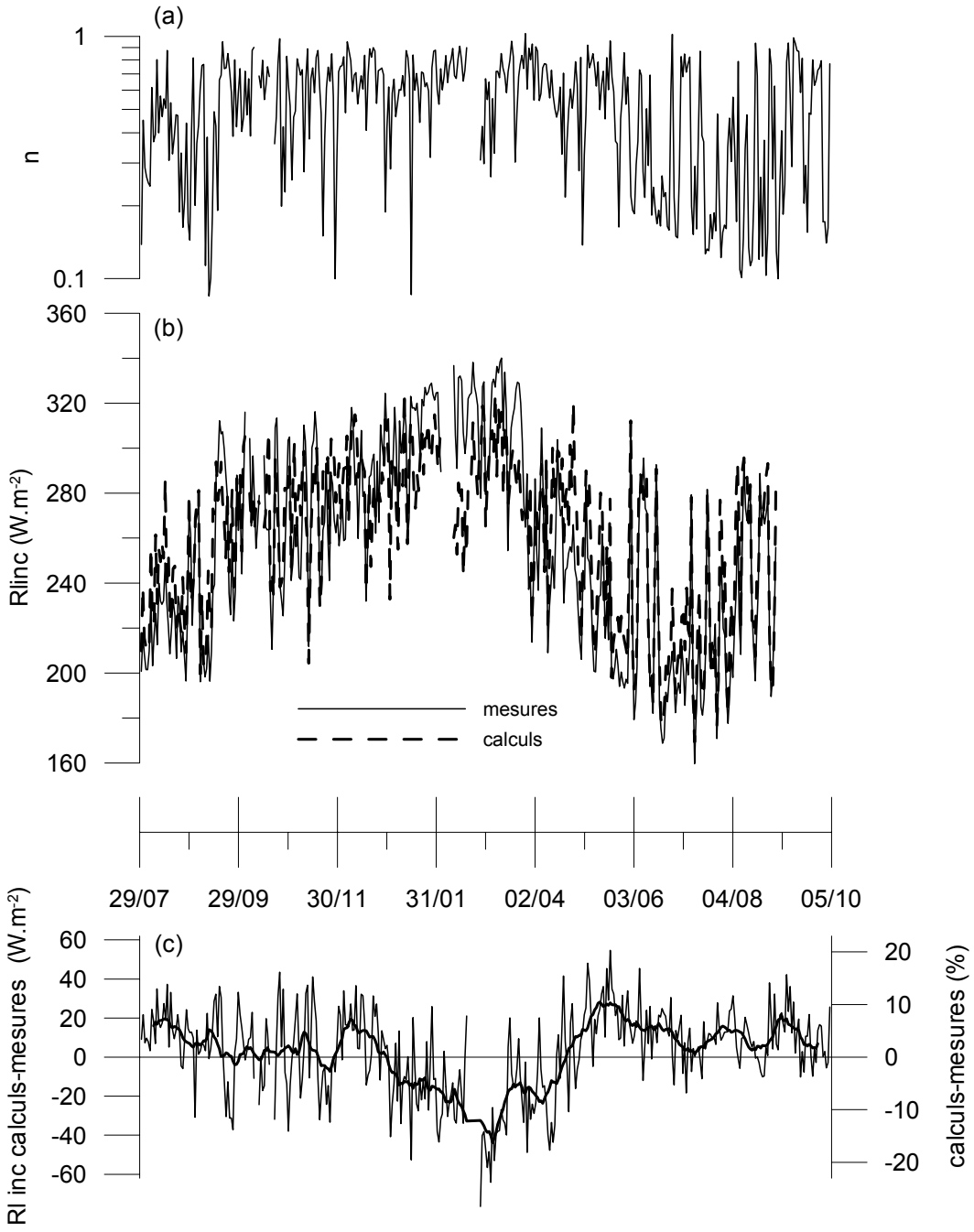


Figure VI.22 : comparaison entre les mesures de Rl↓ à 5050 m et les calculs selon l'équation VI.17. Le facteur d'émission du ciel clair est selon Brutsaert [1975]. L'émission des nuages est selon l'équation VI.20. Moyennes journalières du 29/07/1999 au 31/08/2000. (a) montre la nébulosité (équation VI.23). (b) compare les mesures et les calculs de Rl↓ avec a=0.4 et b=1 (tableau VI.8) (c) montre la différence entre les calculs (a et b Zongo) et les mesures en valeurs absolues (axe Y de gauche) et en pourcentages (axe Y de droite). Le trait gras montre la moyenne mobile sur 15 jours.

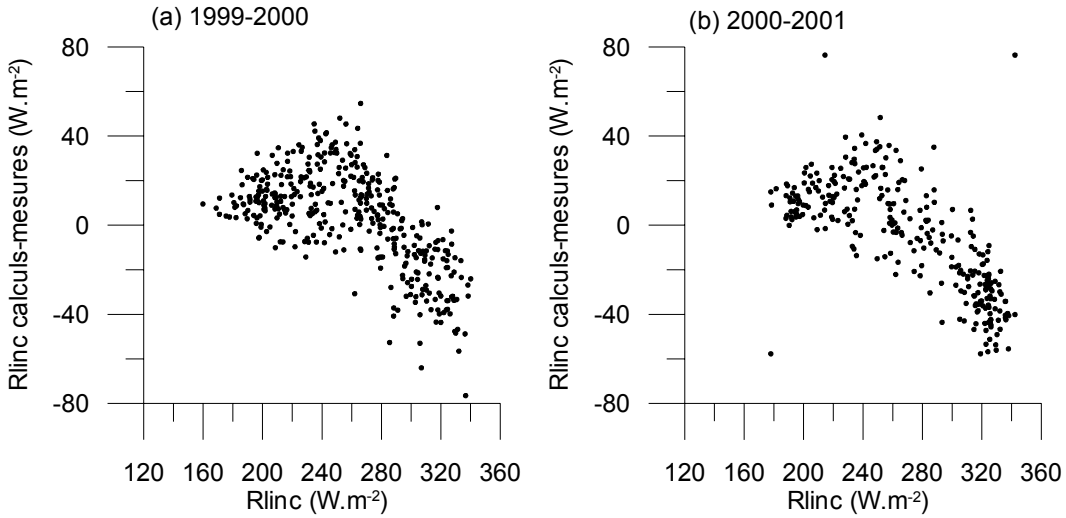


Figure VI.23 : différences entre les calculs et les mesures de Rl↓ représentées selon les mesures. Moyennes journalières de l'année 1999-2000 (a) et de l'année 2000-01 (b).

- Discussion

L'émission des nuages contrôle les variations de l'éclairement atmosphérique (Rl↓). La contribution des nuages au facteur ε_a est généralement indexée selon la fraction du ciel couverte par les nuages, qui n'est pas mesurée sur le glacier. A défaut d'observations directes continues, l'atténuation de la radiation solaire permet de représenter le couvert nuageux au cours de la journée (équation VI.25).

Les paramétrisations de ε_a proposées dans la littérature ne peuvent reproduire la saisonnalité très marquée de l'éclairement atmosphérique car elles sous-estiment fortement l'émission des nuages (figure VI.21). L'augmentation de Rl↓ par les nuages est très forte sur le glacier du Zongo : jusqu'à 75 % d'augmentation, soit 13 MJ.m^{-2} par jour (150 W.m^{-2}, figure VI.19). Selon Kimball et al. [1982], l'augmentation de Rl↓ par les nuages est généralement de 25 % et reste inférieure à 40 %. Paltridge et Platt [1976, p.140] suggèrent une augmentation de Rl↓ par les nuages de l'ordre de 60 W.m^{-2}.

En première approximation, l'atmosphère est opaque aux radiations thermiques en dehors de la « fenêtre atmosphérique » de 8 à 14 µm (chapitre V.2.1). Les échanges radiatifs thermiques entre l'atmosphère et la surface s'effectuent donc essentiellement dans la fenêtre atmosphérique. En particulier, la présence de nuages affecte Rl↓ en surface à travers la fenêtre atmosphérique.

Or, les dimères composées de deux molécules de vapeur d'eau liées par un pont d'hydrogène absorbent (et émettent) dans ce domaine spectral [Kimball et al., 1982]. Ainsi, la contribution des nuages à Rl↓ en surface augmente avec le facteur de transmission de l'air dans la fenêtre atmosphérique, et donc avec la sécheresse de l'air à haute altitude.

En moyennes journalières, la nébulosité « explique » environ 60 % des variations de l'émission des nuages H+1=F(n) (équation VI.24, tableau VI.8). Comme Bintanja et Van Den Broeke [1996] et Ohmura [1981], on observe une dépendance linéaire de Rl↓ selon n : $F(n) \approx 1 + a\,n$.
Les valeurs du paramètre $a \approx 0.4$ obtenues sont presque deux fois supérieures aux valeurs les plus fortes proposées dans la littérature correspondant aux cumulus et au brouillard (de l'ordre de 0.20-0.25). La forte valeur du paramètre a représente la forte augmentation de Rl↓ par les nuages dans l'atmosphère sèche de haute altitude.

En raison de la forte influence des nuages, le calcul de Rl↓ est très sensible aux paramètres de la fonction F(n) représentant l'émission des nuages, mais aussi à la paramétrisation de la nébulosité selon l'atténuation solaire (équation VI.23).
Après calage de l'émission des nuages, la simulation du facteur d'émission atmosphérique reproduit les variations saisonnières marquées de Rl↓ avec une précision de ± 20 %. L'erreur est de nature aléatoire sauf au milieu de la saison des pluies où Rl↓ est sous-estimé (décembre-février, figures VI.22 (b) et (c)), entraînant un biais sur les plus fortes valeurs (figures VI.23 (a) et (b)).

En saison sèche, les fortes variations de Rl↓ du ciel clair au ciel nuageux sont reliées à la nébulosité n (figure VI.24 (b)). Les calculs de Rl↓ expliquent alors plus de 85 % des variations des mesures.
En milieu de saison des pluies, Rl↓ est toujours fort en raison des fréquents nuages (figure VI.22 (b)) et la variabilité réduite de Rl↓ est mal corrélée à la nébulosité (figure VI.24 (a)). Ainsi, la faible dépendance de l'émission des nuages selon la nébulosité empêche un calage du facteur d'émission de l'atmosphère en saison des pluies (tableau VI.8), entraînant une mauvaise simulation des plus fortes valeurs de Rl↓. L'erreur est aussi liée à l'absence de représentation des nuages nocturnes.

La paramétrisation de l'éclairement atmosphérique au pas horaire est entachée d'une très forte erreur (± 30 %, $r^2 = 0.28$ pour l'ensemble des heures de journée de l'année 1999-

2000) qui ne peut être réduite à cause d'une mauvaise représentation du couvert nuageux. En valeurs horaires, l'atténuation de la radiation solaire dépend du couvert nuageux mais aussi de la position du soleil par rapport aux nuages, entraînant une mauvaise relation entre l'atténuation de la radiation solaire et l'émission des nuages (r^2=0.34, tableau VI.8). La nuit, la seule variable reliée à la nébulosité est la radiation de grande longueur d'onde.

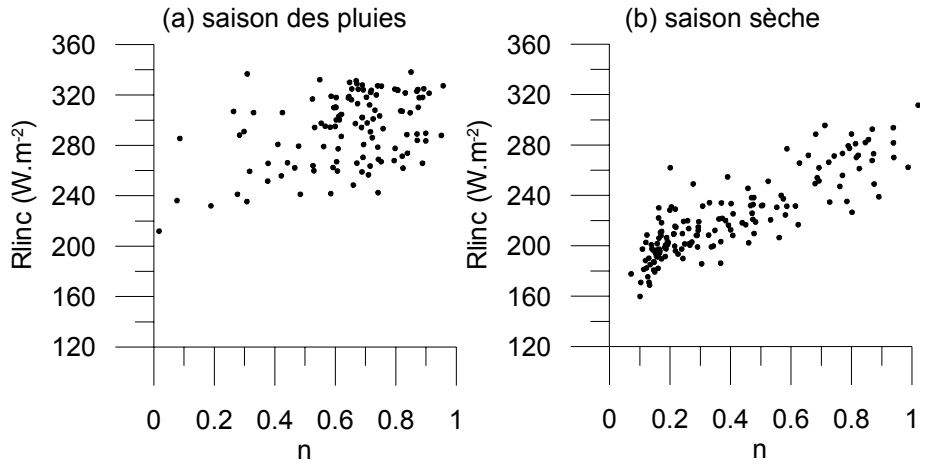


Figure VI.24 : éclairement de grande longueur d'onde à 5050 m selon la nébulosité n=1.3-1.4 G/Rextra (équation VI.23). (a) et (b) montrent les moyennes journalières pour la saison des pluies et la saison sèche, respectivement, de 1999-2000.

VI.3.5.b La radiation de grande longueur d'onde émise par la surface

Le facteur d'émission de la surface du glacier varie très peu (≈ 0.99) et la température d'émission de la surface dépend de l'ensemble des flux d'énergie (chapitre V.2.5). Le modèle de Hock [1998] dispose de deux options de calcul de la température de surface (T_0) :

(1) T_0 est fixée à 0°C dans la zone d'ablation du glacier

(2) T_0 = 0°C si le bilan d'énergie est positif ou nul, sinon T_0 est diminuée à partir de 0°C par intervalles de 0.25 K jusqu'à annuler le bilan d'énergie. Le calcul est itératif car T_0 affecte RI↑ et les flux turbulents.

VI.3.5.c Synthèse

La paramétrisation du facteur d'émission de l'atmosphère doit être ajustée aux conditions spécifiques de la haute altitude du glacier du Zongo. Celles-ci entraînent un contraste marqué de Rl↓ entre le faible éclairement par ciel clair de saison sèche et la forte augmentation de l'éclairement en présence des nuages de saison des pluies.
L'équation calée sur les mesures est :

$$Rl\downarrow = 1.24 \left(\frac{e}{T}\right)^{1/7} \left(1 + a\, n^{b}\right) \sigma\, T^{4} \qquad \text{(VI.26)}$$

où a = 0.4, b = 1, et n est indexé selon le rapport de la radiation solaire globale (G) sur la radiation solaire extraterrestre (Rextra) :

$$n = 1.3 - 1.4 \frac{G}{Rextra} \qquad \text{(VI.23)}$$

Les variations de Rl↓ sont davantage contrôlées par les variations du facteur d'émission que par la température d'émission de l'atmosphère. Les variations du facteur d'émission de l'atmosphère sans nuages peuvent être décrites par l'humidité et la température à proximité du sol selon l'équation de Brutsaert [1975]. La précision du modèle est de l'ordre de grandeur de l'erreur sur la mesure (environ ± 10 %). Par contre, l'augmentation de l'éclairement atmosphérique par les nuages est très mal simulée au pas horaire en raison de la difficulté de quantifier le couvert nuageux, en particulier la nuit.
A l'échelle journalière, l'émission des nuages est correctement simulée par une fonction linéaire de l'atténuation atmosphérique de la radiation solaire (précision de l'ordre de ± 20 %, $r^2 = 0.75$) (équation VI.23).

Puisque le cycle nycthéméral de Rl↓ est d'amplitude plus faible que le cycle annuel (figure V.26), la méthode la plus sûre pour simuler Rl↓ est de ne considérer que les variations d'un jour sur l'autre du facteur d'émission de l'atmosphère.

Par temps nuageux, l'éclairement radiatif de grande longueur d'onde est maximum et est distribué uniformément sur le glacier (chapitre V.2.5). La mesure ou le calcul à la station peuvent alors être considérés comme représentatifs de l'énergie radiative de grande longueur d'onde incidente en surface de la zone d'ablation du glacier.
Par ciel clair ou de faible couverture nuageuse, l'émission du relief entraîne une variation spatiale de Rl↓ non négligeable qui peut être indexée selon le facteur de vue du ciel. Le

paragraphe V.2.5.c a montré que Rl↓ peut être décomposé en ses composantes atmosphérique et d'émission du relief selon :

$$Rl\downarrow = L_o V_f + \varepsilon_p \sigma T_p^4 (1-V_f) \qquad (V.11)$$

Où L_o est l'éclairement atmosphérique par ciel clair et sans relief ($V_f = 1$), et T_p et ε_p sont la température et le facteur d'émission des parois, respectivement. ε_p est fixé à 1 et Tp peut être soit fixée à 0°C pour les surfaces de neige, soit être calculée selon la température de l'air et la radiation solaire globale pour les parois rocheuses (équation V.13).

Dans le modèle de Hock [1998], Rl↓ peut être obtenu à la station climatique à partir des mesures des flux radiatifs solaires (Rc) et de la radiation nette (R), et de la température de surface, qui est soit celle calculée au pas précédent, soit fixée à 0°C. En raison des fortes erreurs sur la mesure directe de la radiation nette (chapitre V.2.3), cette méthode n'a pas été utilisée sur le glacier du Zongo.

Une autre option permet de calculer Rl↓ selon une équation du type VI.26 avec comme variables d'entrée : la température, l'humidité et le couvert nuageux. La prise en compte du facteur de vue du ciel de chaque maille permet l'extrapolation spatiale de Rl↓.

Disposant sur le glacier de la mesure de chacun des flux Rl↓ et Rl↑ à 5050 m, Regina Hock et moi avons modifié son modèle pour que la mesure de Rl↓ puisse être utilisée en donnée d'entrée, considérée uniforme sur le glacier. Cette option implique que la mesure de Rl↑ (i.e. la température de la surface) soit une donnée d'entrée du modèle, uniforme sur le glacier.

VI.3.6 La radiation nette par ciel nuageux

Ce paragraphe examine la modification du bilan radiatif en surface du glacier causée par les nuages, fréquents en saison des pluies lorsque la fusion est maximale. Deux effets s'opposent lors des passages nuageux : l'éclairement solaire est réduit alors que l'émission atmosphérique thermique augmente. Sur une surface de neige réfléchissant fortement le rayonnement solaire, l'augmentation de l'éclairement thermique peut compenser et même dépasser la réduction de l'éclairement solaire [ex. Konzelmann et Ohmura, 1995 ; Bintanja et Van den Broeke, 1996], ce que Ambach [1974] nomme le « paradoxe radiatif ».

L'augmentation de la radiation nette par les nuages est favorisée par un fort albédo de surface, une faible épaisseur optique des nuages (i.e. un facteur de transmission du

rayonnement solaire élevé) et un fort facteur d'émission des nuages en rayonnement thermique.

Le chapitre VI.3.5 a établi les paramétrisations des facteurs de transmission du rayonnement solaire et d'émission en radiation thermique atmosphériques selon la nébulosité n (équations VI.22 et VI.26, respectivement) permettant d'écrire la radiation nette R selon :

$R = Rl + Rc = Rextra\ (0.9 - 0.7\ n)\ (1 - \alpha) + \varepsilon_{a,c}\ (1 + 0.4\ n)\ \sigma\ T_a^4 - \sigma\ \varepsilon_s\ T_s^4$ (VI.27)

où Rextra est l'éclairement solaire extraterrestre ($W.m^{-2}$), n est la nébulosité (en dixième), α est l'albédo de la surface, $\varepsilon_{a,c}$ est le facteur d'émission du ciel clair, σ est la constante de Stefan-Botlzman ($W.m^{-2}.K^{-4}$), T_a est la température de l'air (K), ε_s est le facteur d'émission de la glace et T_s est la température de la surface (K).

En considérant le glacier en fusion à 0°C et en négligeant les variations du facteur d'émission du ciel clair $\varepsilon_{a,c}$ devant les variations du facteur d'émission des nuages (F(n) = 1 + 0.4n), la dépendance de R selon n s'écrit :

$$\frac{dR}{dn} = -0.7\ Rextra\ (1-\alpha) - \frac{d\alpha}{dn}\ Rextra\ (0.9 - 0.7\ n) + 0.4\ \varepsilon_{a,c}\ \sigma\ T^4 \qquad \text{(VI.28)}$$

Le terme $d\alpha/dn > 0$ représente l'augmentation de l'albédo du glacier par effet spectral des nuages (chapitre V.2.4).

Les nuages causent une augmentation de la radiation nette si et seulement si l'albédo dépasse un albédo critique α_c :

$$\alpha \geq \alpha_c = 1 - 0.57\ \frac{\varepsilon_{a,c}\ \sigma\ T^4}{Rextra} + \frac{d\alpha}{dn}\left(\frac{0.9 - 0.7\ n}{0.7}\right) \qquad \text{(VI.29)}$$

L'éclairement atmosphérique journalier par ciel clair varie peu au cours de l'année et est de l'ordre de $\varepsilon_{a,c}\sigma T_a^4 = 200\ W.m^{-2}$ (figure VI.19). Plus le rayonnement solaire est fort, plus l'albédo doit être élevé pour que Rl↓ compense Rc : α_c augmente avec Rextra. L'éclairement solaire extraterrestre journalier (Rextra) varie de 300 $W.m^{-2}$ en saison sèche, à 450 $W.m^{-2}$ en saison des pluies (tableau V.4, p.103), entraînant une variation de α_c de 0.62 à 0.75.

On déduit de l'équation VI.29 (avec Rextra ≈ 375 $W.m^{-2}$) :

$$\alpha_c \approx 0.7 + \frac{d\alpha}{dn}\left(1.3 - n\right) \qquad \text{(VI.30)}$$

L'équation VI.30 montre que l'augmentation de α_c par le terme $d\alpha/dn > 0$ diminue quand la nébulosité augmente car l'influence de la radiation solaire diminue.
L'effet des nuages sur l'albédo ($d\alpha/dn$) est mal connu et varie avec l'albédo et la nébulosité (paragraphe V.2.4.g). Pour n grand et $\alpha \approx 0.6$, $d\alpha/dn$ est de l'ordre de 0.5.

La figure VI.25 montre la dépendance de dR/dn selon le couvert nuageux et l'albédo (équation VI.28). Une dépendance du facteur de transmission solaire en n^2, plus souvent utilisée qu'une dépendance linéaire comme celle choisie ici, modifierait l'allure des courbes de dR/dn (qui ne seraient plus des droites), mais changerait peu α_c [ex. Bintanja et Van Den Broeke, 1996].

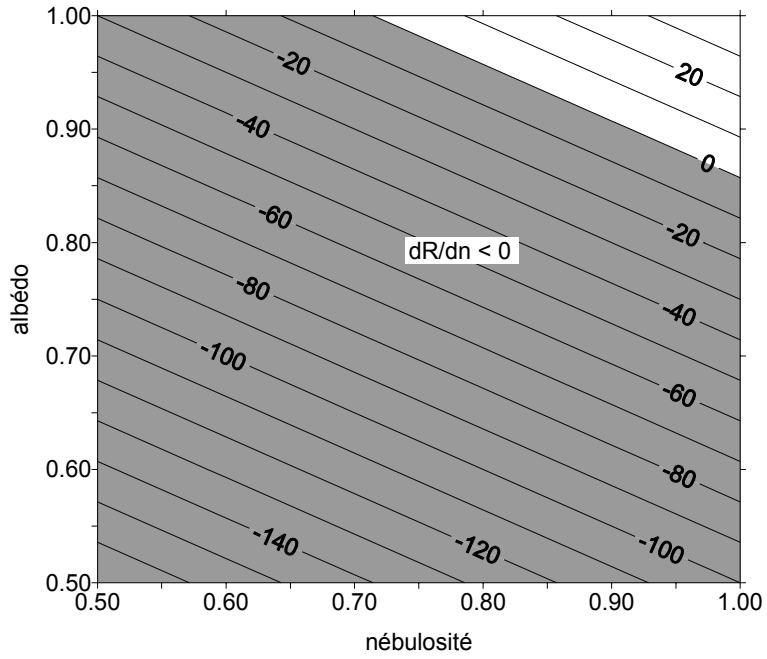


Figure VI.25 : dépendance de dR/dn selon le couvert nuageux (abscisse) et l'albédo (ordonnée). Application de l'équation VI.28 avec Rextra = 400 W.m^{-2}, $d\alpha/dn = 0.5$ et $\varepsilon_{a,c}\sigma T_a^4 = 200$ W.m^{-2}.

Pour $d\alpha/dn = 0.5$, l'albédo critique minimum (pour n=1) est de 0.85 (figure VI.25) au lieu de 0.70 lorsque $d\alpha/dn$ est négligé (équation VI.30).
Au Groenland, Ambach [1974] et Konzelmann et Ohmura [1995] observent un albédo critique α_c compris entre 0.75 et 0.85. Bintanja et Van Den Broeke [1996] étudient la dépendance de α_c selon la transmission du rayonnement solaire des nuages et calculent une diminution de α_c de 0.75 à 0.50 lorsque le facteur de transmission de l'atmosphère totalement couvert (n = 1) augmente de 20 à 50 %.

L'albédo minimum nécessaire au « paradoxe radiatif » est élevé sur le glacier du Zongo, de l'ordre de 0.85. En raison de la faible transmission du rayonnement solaire des nuages convectifs bas de saison des pluies (de l'ordre de 20 % quand n = 1) et de la modification de l'albédo de surface par les nuages, les conditions sur le glacier du Zongo ne semblent pas favorables à une augmentation de la radiation nette avec le couvert nuageux.

Une étude complète des relations entre la radiation nette et le couvert nuageux nécessiterait de mieux quantifier l'effet spectral des nuages sur l'albédo ($d\alpha/dn$) qui, de plus, est lié à l'augmentation du rayonnement solaire diffus par ciel nuageux (paragraphe V.2.4.g).

VI.3.7 Simulation des flux turbulents

Hock [1998] calcule les flux turbulents à la station climatique par la « bulk » méthode (paragraphe V.3.3). Les hauteurs de rugosité de la quantité de mouvement, de la température et de l'humidité pour la neige et pour la glace sont des constantes ajustées par l'utilisateur. Une diminution linéaire des paramètres de rugosité avec l'altitude peut être introduite. La température de l'air diminue avec l'altitude de 0.6°C par 100 m alors que l'humidité relative est considérée uniforme sur l'ensemble de la surface du glacier (paragraphe V.3.4.b).

Plüss [1997] considère une augmentation de la vitesse du vent avec l'altitude pour représenter les forts vents sur les crêtes. Geuell et al. [1997] calculent la vitesse du vent en chaque site du glacier autrichien Pasterze comme une variable aléatoire dont la fonction de distribution a été calée sur la distribution des mesures en un point.
Sur le glacier du Zongo, les sites de mesure sont trop proches (5050 m et 5150 m) pour analyser la variabilité spatiale du vent à l'échelle de tout le glacier (chapitre V.3.4). Le vent est considéré uniforme dans les calculs des flux turbulents.

Compte tenu des incertitudes sur le calcul des flux turbulents et sur leurs variations spatiales, la stabilité de l'air n'est pas prise en compte dans le modèle. La méthode de Wagnon [1999] diffère de la méthode de Hock [1998] uniquement par la prise en compte de la stabilité de l'air.
Le chapitre V.3 a montré que les incertitudes sur les flux turbulents étaient fortes en raison des erreurs sur la mesure de l'humidité et en raison de la réduction de la couche de surface à quelques dizaines de centimètres par la « couche chaude » et par la faible hauteur du maximum de vent de glacier.

Afin de vérifier la validité de la « bulk » méthode sur le glacier du Zongo, j'ai essayé de relier les variables météorologiques aux flux turbulents déduits des autres flux d'énergie. En se plaçant en régime permanent, la partie II a montré que le bilan d'énergie en surface peut s'écrire :

$R + S + H + L = 0$ (II.10)

où S représente l'énergie de changement de phase (négatif en fusion).

L'équation II.9 permet en principe de déduire les flux turbulents (H+L) à partir des mesures de la radiation nette (R) et de la fusion (-S). Hay et Fitzharris [1988], Ohata [1989] puis Zuo et Oerlemans [1996] donnent des exemples d'application de cette méthode, dite méthode « résiduelle ».

La « bulk » méthode au-dessus de la surface en fusion permet d'écrire (équations V.26 et V.27) :

$-S-R = H + L = \rho\, C_p\, D_H\, T + \rho\, L_s\, D_L\, (q-q_0)$ (VI.31)

où T est exprimée en degré Cesius ($T_0 = 0°C$) et q_0 est l'humidité spécifique saturante à 0°C (0.012 $g.g^{-1}$). Puisque la stabilité thermique de l'air n'est pas prise en compte dans le modèle de Hock [1998], $(\rho\, C_p\, D_H)/u$ et $(\rho\, L_s\, D_L)/u$ sont des constantes notées respectivement C_H et C_L :

$(-S-R) / u = C_H\, T + C_L\, (q-q_0)$ (VI.32)

Afin d'examiner les mesures sur le glacier en régime permanent de fusion, on examine les moyennes entre 12 h et 16 h du 30 juillet 1999 au 1er septembre 2000 (paragraphe V.2.5.c). La fusion (-S) est estimée à partir des mesures de la sonde à ultrasons à 5150 m (SMA2). Les changements de hauteur mesurés par la sonde sont convertis en équivalents en eau par la densité de la glace (0.9) lorsque l'albédo est inférieur à 0.4 (paragraphe V.2.4.c). Pour la neige (albédo > 0.4), plusieurs densités ont été considérées : 200 $kg.m^{-3}$, 300 $kg.m^{-3}$, 400 $kg.m^{-3}$, ou 600 $kg.m^{-3}$. Les calculs ont été effectués avec les mesures météorologiques à 5150 m (SMA1) puis à 5050 m (SMA2) où la mesure des flux radiatifs est plus précise (chapitre V.2.3).

Quelle que soit la station météorologique, aucune relation entre (–S-R)/u et l'humidité ou la température n'a pu être mise en évidence (non montré). La différence entre la fusion et la radiation nette n'est pas reliée à la vitesse du vent, et est le plus souvent fortement négative : entre –100 et 0 $W.m^{-2}$ pour plus de 60% des jours (figure VI.26).

Le cumul des erreurs sur la radiation et surtout sur la fusion contribue à l'absence de relation entre la différence –S-R et les variables météorologiques. En effet, l'ablation pendant 4 heures entraîne une variation de hauteur de la surface de l'ordre de grandeur de la sensibilité de la mesure de la sonde à ultrasons (environ 1 cm) (chapitre IV.2.1).

L'absence de mesure de la densité de la neige est aussi une limite de la méthode car la ligne de neige était généralement basse (vers 5100 m) au cours de l'année 1999-2000. La surface à 5150 m étant le plus souvent recouverte de neige, la densité de la neige modifie l'intensité de la fusion calculée à partir des mesures ultrasoniques, mais non les variations de -S-R qui sont mal reliées aux variables T, u et q, quelle que soit la densité (la différence entre la fusion et la radiation est minimale pour la masse volumique de neige fixée à 400 $kg.m^{-3}$).

Selon Wagnon [1999], les flux turbulents (H+L) sont proches de 0 $W.m^{-2}$ en saison des pluies et sont de l'ordre de –50 $W.m^{-2}$ en milieu de journée de saison sèche en raison de la sublimation de glace.
En saison des pluies, les fréquentes chutes de neige perturbent les mesures des flux radiatifs et de la fusion. Les mesures de changement de hauteur de la sonde sur des périodes de 4 heures peuvent sous-estimer l'énergie consommée par la fusion de la neige qui disparaît dès sa chute. Ce biais peut expliquer les valeurs très négatives de –S-R alors que la sublimation est très faible en saison des pluies (figure VI.27).

En saison sèche, la fusion est faible et une grande partie de l'énergie radiative incidente est consommée par la sublimation (-S-R négatif, figure VI.27). Les flux turbulents déduits de la fusion et de la radiation sont de l'ordre de grandeur des valeurs calculées par Wagnon [1999], mais aucune relation avec le vent, la température ou l'humidité de l'air ne peut être mise en évidence. En saison sèche, la surface n'est pas forcément toujours en régime permanent (équation II.10) et une part de l'énergie radiative incidente en journée peut être consommée en flux de conduction sous la surface pour effacer les frigories accumulées au cours de la nuit précédente (paragraphe V.2.4).

Les erreurs de mesure de la fusion entraînent une forte erreur sur la méthode « résiduelle » de calcul des flux turbulents. De plus, les flux turbulents sont maxima (sublimation de saison sèche) lorsque la surface n'est pas constamment en fusion dont les conditions bien définies permettent de boucler le bilan d'énergie : le flux de conduction sous la surface est mal connu.

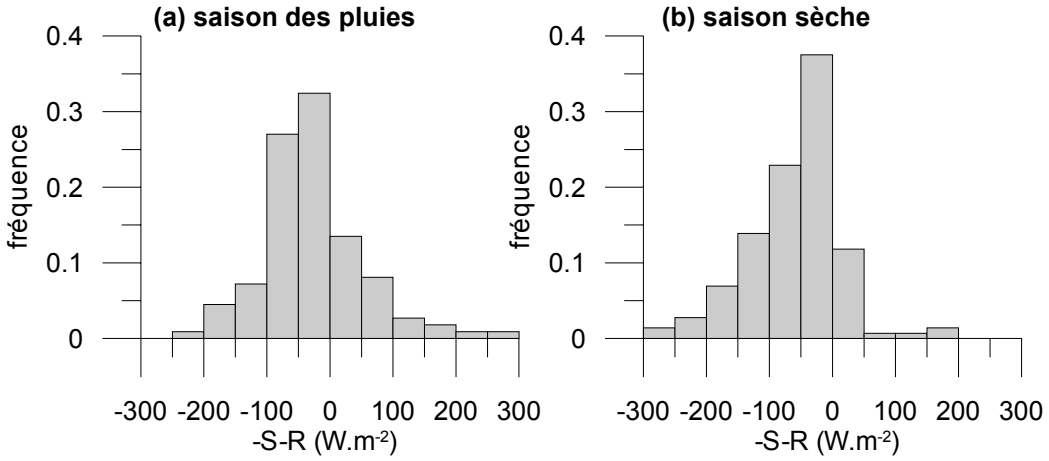


Figure VI.26 : histogramme des différences entre la fusion (-S) et la radiation nette (R) entre 12 h et 16 h (5150 m). (a) montre les données du 1 novembre 1999 au 1er mai 2000 (saison des pluies). (b) montre les données du 30 juillet 1999 au 31 octobre 1999 et du 1er mai au 31 août 2000 (saison sèche)

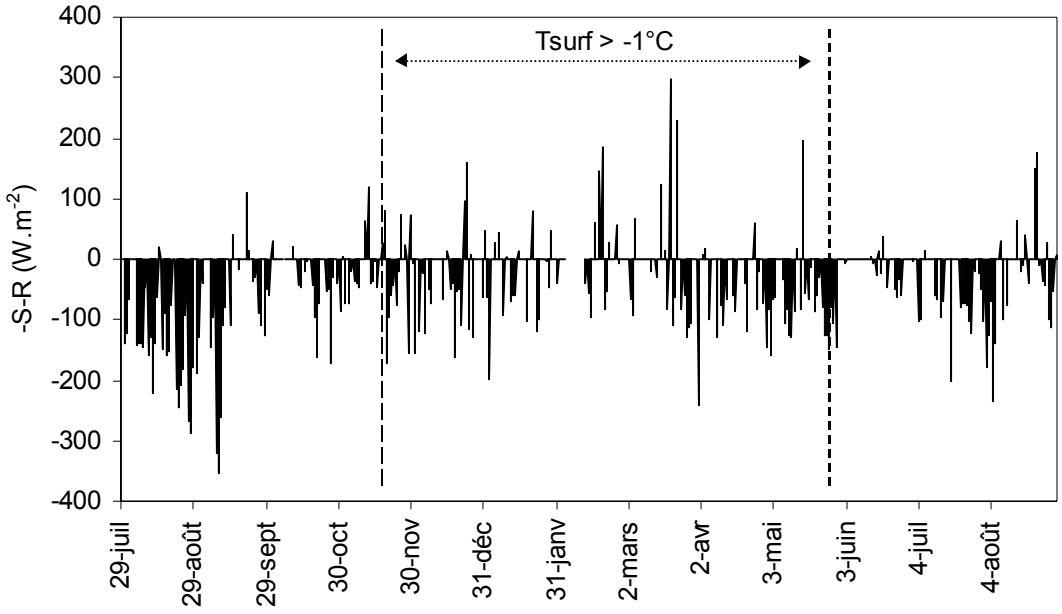


Figure VI.27 : différence entre la fusion (-S) et la radiation nette (R) à 5150 m entre 12 h et 16 h, du 30 juillet 1999 au 1er septembre 2000. La différence n'est jamais nulle et les journées sans mesures correspondent aux chutes de neige. la densité de la neige est fixée à 400 kg.m-3. La période où la température de la surface était supérieure à –1°C est signalée (paragraphe V.2.5.c).

VI.3.8 Simulation du débit de fonte

Le débit de fonte du glacier a été simulé sur deux périodes de l'année hydrologique 1999-2000 : du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1) et du 12 février au 30 juillet 2000 (sim2) (figure VI.28 (a)). Ces périodes ont été choisies en tenant compte :

- de l'objectif d'expliquer la décroissance du débit de la saison des pluies à la saison sèche ;
- de la disponibilité des mesures de la station SMA1 (installée en juillet 1999) qui sont les données climatiques d'entrée du modèle. Une semaine de lacunes du 3 au 10 février 2000 oblige à considérer séparément les deux périodes sim1 et sim2 ;
- des lacunes des mesures du débit du 15 octobre au 26 novembre 1999 (figure VI.28 (a)).

Les variations de la surface du glacier découverte de neige ont été déterminées à partir des photographies et des observations lors des visites sur le terrain (figure VI.28 (b)). Les observations sont généralement en accord avec les mesures d'albédo des stations météorologiques à l'exception de trois journées : le 7 décembre, le 25 mai et 1er juin. A ces dates, les observations reportent de la glace jusqu'à 5100 m d'altitude alors que la station SMA1 à 5050 m mesure un albédo de neige (figure VI.28 (c)). Le désaccord provient du fait que la ligne de neige ne suit pas une courbe de niveau, mais est toujours plus basse en rive gauche (où se trouve SMA1) qu'en rive droite.

Le débit de fonte est le plus fort de l'année, atteignant 0.65 $m^3.s^{-1}$ en milieu de journée, de fin novembre à fin décembre lorsque la ligne de neige est la plus haute (figures VI.28 (a) et (b)). De janvier à mars, les chutes de neige sont fréquentes et régulières (figure VI.28 (d)). La zone d'ablation est fréquemment recouverte de neige jusqu'au front mais le débit de fonte reste fort, dépassant 0.20 $m^3.s^{-1}$ en milieu de journée (figures VI.28 (a) et (b)).
Le débit diminue brutalement au début du mois de juin, environ un mois après la fin des précipitations de saison des pluies, et reste faible jusqu'à la fin de l'année hydrologique (figures VI.28 (a)).

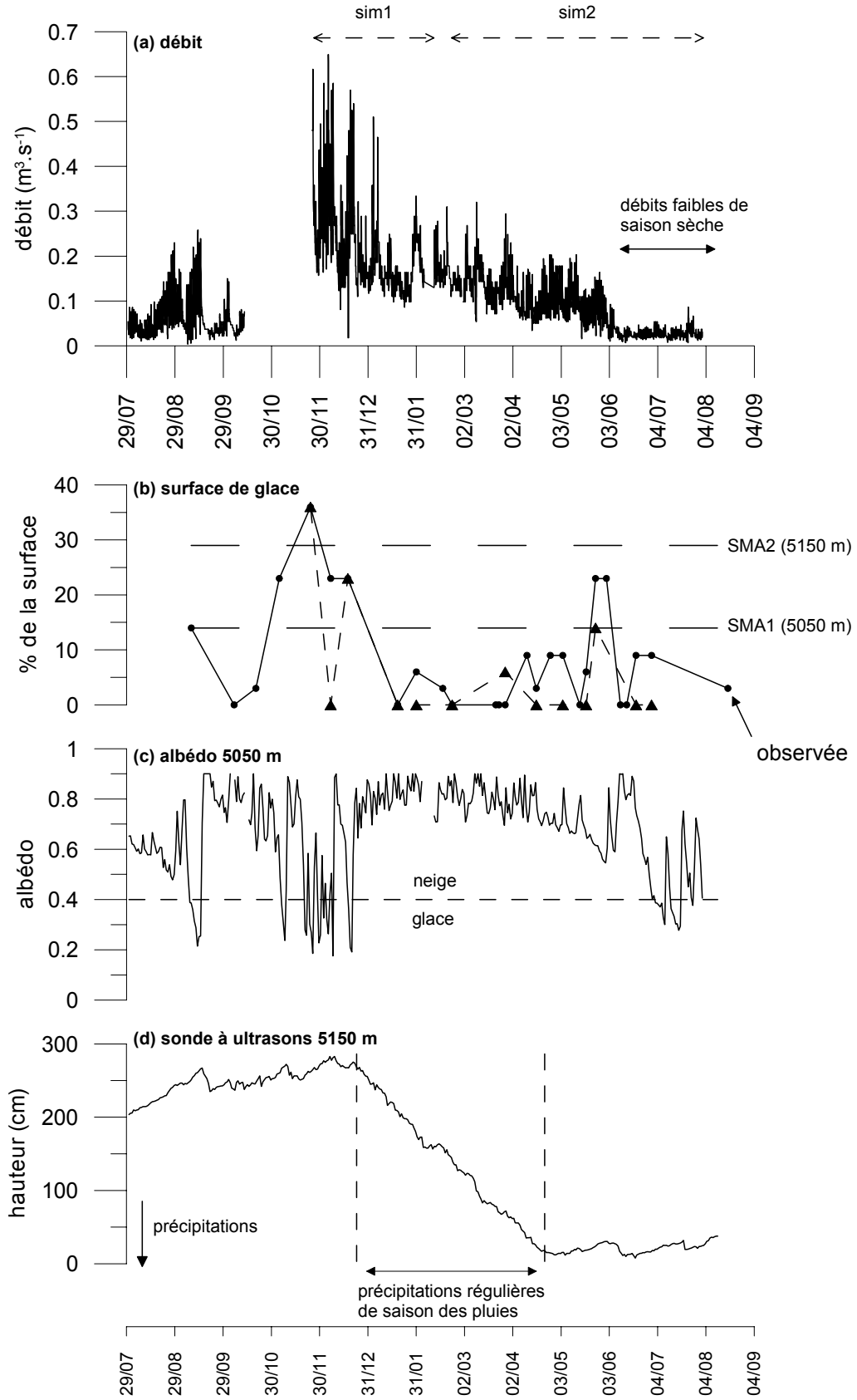


Figure VI.28 : débit de fonte, ligne de neige, albédo et précipitations sur le glacier du Zongo au cours de l'année 1999-2000. (a) montre les mesures horaires du débit du torrent émissaire. Les deux périodes de simulation sim1 et sim2 sont signalées.

(b) (courbe continue + points) et (tirets + triangles) montrent le pourcentage de la surface découverte de neige d'après les observations et d'après les simulations incluant les calculs d'albédo, respectivement. Les sites des stations SMA1 et SMA2 sont signalées par les tirets horizontaux. (c) montre l'albédo journalier mesuré par SMA1. (d) montre les hauteurs journalières de la sonde à ultrasons Les chutes de neige causent une diminution de la hauteur (figure 4 de Sicart et al., 2002 ; chapitre IV.2.1).

La zone de névé où l'albédo varie entre l'albédo de la neige fraîche et l'albédo du névé (paragraphe VI.3.4.b) et où toute l'eau de fusion transite par le réservoir « névé » (paragraphe VI.3.3) est considérée du sommet jusqu'à l'altitude 5150 m.

Les sorties du modèle comparées aux observations sont le débit, l'albédo aux stations météorologiques et l'altitude de la ligne de neige (ou la superficie du glacier sans neige). La validation du modèle par la position de la ligne de neige est problématique car, contrairement aux glaciers alpins, la ligne de neige ne recule pas progressivement au cours de la saison de fusion mais augmente ou diminue en altitude d'un jour à l'autre, suite à l'alternance des périodes de chutes de neige et de fusion.

Des essais ont été effectués pour valider les calculs de la fusion avec les mesures de la sonde à ultrasons ou des émergences des balises (pas mensuel). Néanmoins, l'absence de mesure de la densité de la neige qui recouvre fréquemment l'ensemble du glacier (figure VI.28 (b)) entraîne une forte incertitude sur la mesure de la fusion (paragraphe VI.3.7).

L'influence sur le débit du coefficient d'écoulement des surfaces non glaciaires (chapitre IV.4) n'est pas traitée ici car elle est faible devant la précision du limnigraphe (de l'ordre de 10 %) et devant les différences entre les débits simulés et mesurés.

VI.3.8.a Simulation du débit de saison des pluies

Au début de la période sim1, les débits sont maximaux et la ligne de neige est à son altitude la plus haute de l'année 1999-2000 (figures VI.28 (a) et (b)). La couverture neigeuse initiale peut être estimée sans trop d'erreur (nulle en aval de la zone de névé). Le débit de fonte cumulé mesuré sur la période sim1 est de 13 10^5 m^3 (80 jours), soit environ la moitié du cumul annuel.

La faible variabilité spatiale des flux radiatifs de grande longueur d'onde RI↓ et RI↑ (chapitre V.2.5) permet de considérer ces flux comme des variables d'entrée du modèle

égaux aux mesures de la station SMA1 (5050 m), limitant ainsi les sources d'erreur. Les paramétrisations de RI↓ et RI↑ seront considérées dans le paragraphe VI.3.8.b.

VI.3.8.a.1 Cartes de localisation de la ligne de neige

Un calcul est effectué où l'albédo est déduit de cartes fixant la position de la ligne de neige (figure VI.28 (b)). Cinq cartes provenant des observations sont disponibles sur la période sim1 (figure VI.29). L'albédo des mailles sous la ligne de neige est fixé à 0.35 ($\alpha_{glace} = 0.35$). L'albédo des mailles de la zone de neige est la mesure à 5150 m (SMA2) qui est restée supérieure à l'albédo du névé ($\alpha_{névé} = 0.6$) au cours de sim1. La position de la ligne de neige est considérée fixe entre chaque carte successive.

La simulation surestime beaucoup le débit de fonte : l'excès est de 50 % en cumul (figure VI.29). Le débit est uniquement correctement simulé lorsque la position de la ligne de neige est connue, mais les cartes ne sont pas assez nombreuses pour rendre compte des fréquentes chutes de neige qui réduisent la fusion par effet d'albédo. De plus, ce modèle ne considère pas la décroissance d'albédo entre la mesure 5150 m et les mailles plus hautes de la zone d'accumulation.

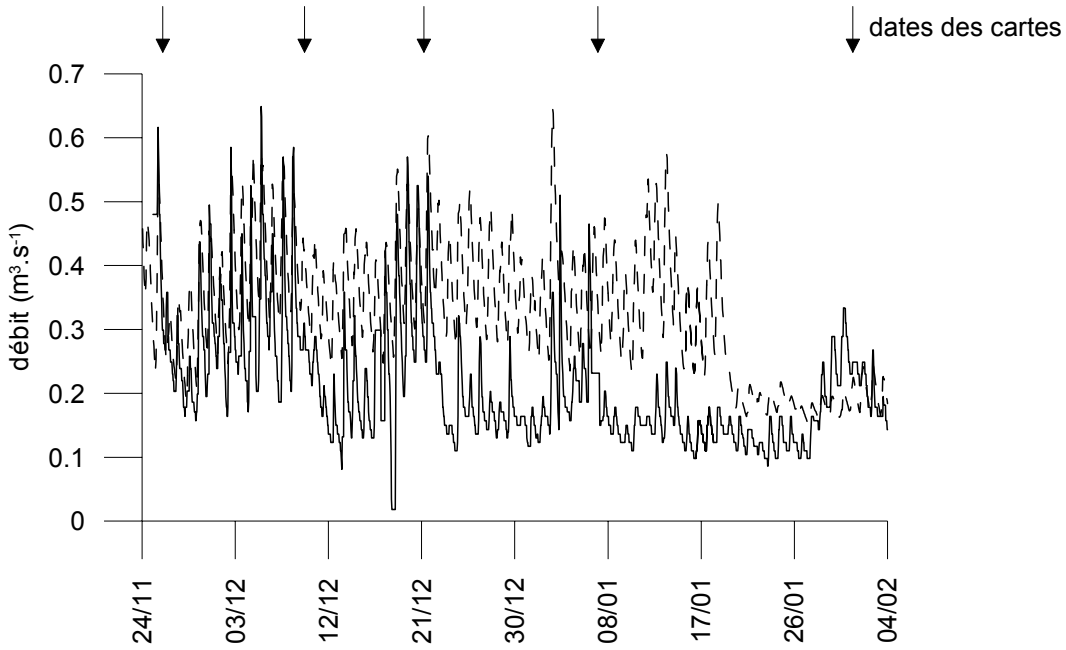


Figure VI.29 : débit mesuré (trait continu) et calculé (tirets) du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1). L'albédo est calculé selon 5 cartes de la position de la ligne de neige tracées d'après les observations (flèches).

Le débit de fonte de saison des pluies est donc très sensible aux variations d'albédo. En raison des variations continuelles de la position de la ligne de neige, l'albédo doit être calculé par le modèle à chaque pas de temps et en chaque maille du glacier.

VI.3.8.a.2 Calculs de l'albédo (simulation de référence)

La figure VI.30 compare les mesures du débit avec la simulation complète représentant la décroissance de l'albédo de la neige par les deux formules calées sur l'année 1998-1999 (équations VI.11 et VI.15, paragraphe VI.3.4.b.). Les options de calcul et le jeu de paramètres de cette simulation définissent une référence à laquelle seront comparés les résultats de différentes méthodes de calcul.

Le calcul de l'albédo permet une nette amélioration de l'accord avec le débit mesuré (figure VI.30 (a)). En cumul sur la période sim1, le modèle produit un peu trop d'eau, mais l'excès de 15 % est faible, de l'ordre de grandeur de la précision de la mesure du limnigraphe à 4830 m. En fait, les erreurs tendent à se compenser et le désaccord avec la mesure peut être très fort certaines journées.
Le modèle simule trop d'eau en début (de novembre à décembre) et en fin (de janvier à février) de la période sim1. Ces erreurs sont essentiellement dues à un débit de base trop fort alors que les pics diurnes semblent correctement simulés.
Par contre, le modèle sous-estime la fusion de fin décembre à début janvier en raison d'une trop grande étendue de neige : le fort albédo de la neige réduit l'amplitude diurne du débit calculé. En particulier, les pics de fusion de la glace au début du mois de janvier ne sont pas simulés, entraînant une erreur considérable pendant une semaine (figure VI.30 (a)).

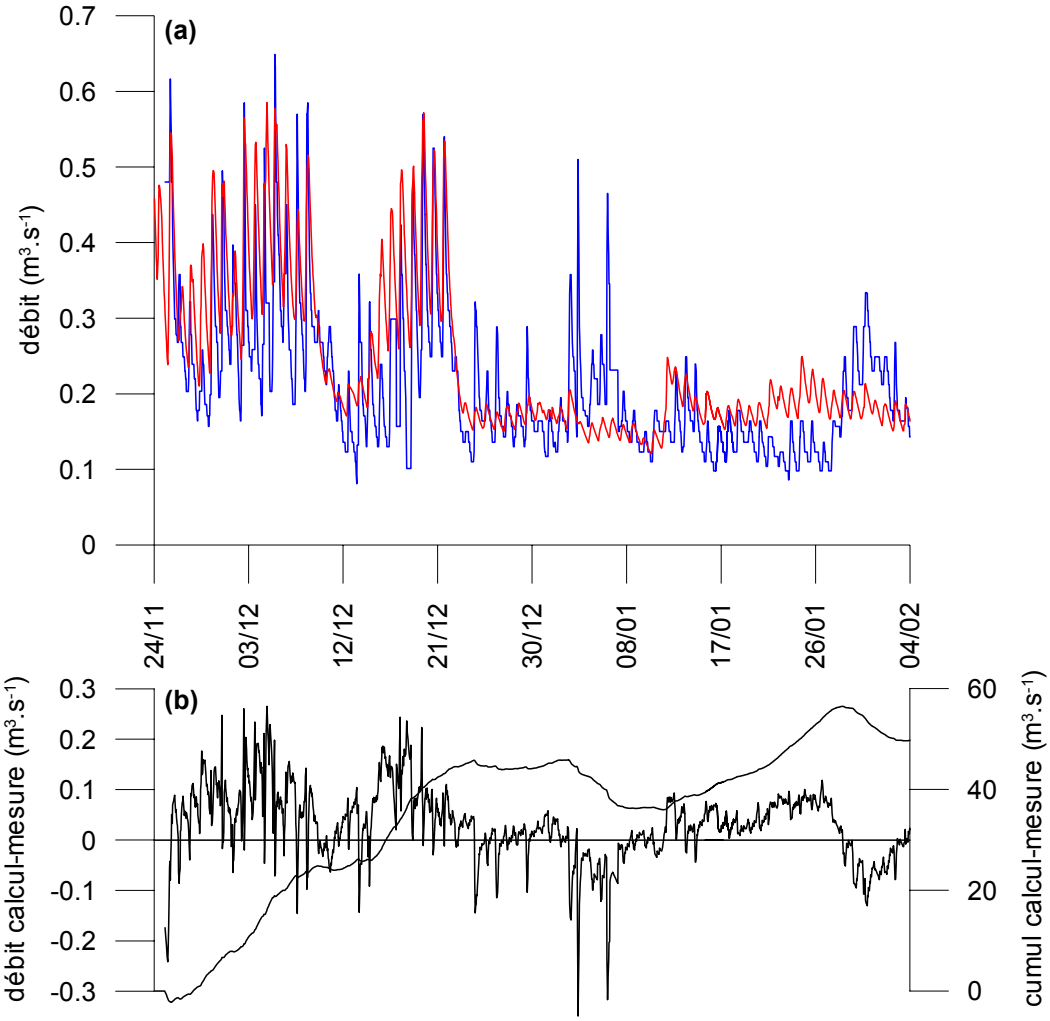


Figure VI.30 : (a) compare les débits de fonte mesurés (courbe bleue) et calculés (courbe rouge) du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1). L'albédo est calculé selon les équations VI.11 et VI.15. (b) montre la différence des débits calculés et mesurés (axe Y de gauche) et le cumul des différences (axe Y de droite).

VI.3.8.a.3 Les sources d'énergie

Au cours de sim1, les flux turbulents sont de très faible intensité en raison du vent faible (chapitre V.3.4) et tendent à se compenser : H est généralement positif alors que L est négatif (sublimation) (non montrés). Quel que soit le site, les intensités de chacun des flux turbulents ne dépassent pas 20 $W.m^{-2}$ en puissance horaire, ce qui est l'ordre de grandeur de la précision sur la mesure. Ainsi, au vu des fortes incertitudes (chapitre V.3), les flux turbulents ne sont pas significativement différents de zéro en saison des pluies.

Les précipitations liquides simulées dans la partie basse du glacier sont rares et n'apportent qu'une quantité négligeable d'énergie (la moyenne de la température de l'air à 5050 m est de –0.6°C sur la période sim1).

Le bilan d'énergie est dominé par les flux radiatifs et la principale source d'énergie de fusion est la radiation solaire. Au cours du mois de décembre 1999, l'albédo du glacier est faible car entre 20 et 30 % du glacier est découvert de neige. Rc est maximum, atteignant 500 $W.m^{-2}$ en puissance horaire (figures VI.28 (b) et VI.31). Le maximum d'éclairement solaire au solstice d'été (Rextra est de l'ordre de 450 $W.m^{-2}$ en valeur journalière, tableau V.2), les nuages encore rares et le faible albédo de la surface (figure VI.28 (d)) causent les plus forts débits de l'année (figure VI.28 (a)).
En moyenne sur tout le glacier, le faible couvert nuageux entraîne un bilan Rl généralement négatif au cours des journées de novembre à janvier, compensant environ 20 % du bilan radiatif solaire (figure VI.31).

Les chutes de neige sont très fréquentes et régulières à partir de janvier (figure VI.30). Le glacier étant fréquemment entièrement recouvert de neige (figure VI.28 (b)), le fort albédo de la neige réduit Rc, causant une diminution du débit (figure VI.30). Les nuages sont suffisamment nombreux pour que Rl devienne une source d'énergie et la contribution de Rl à la fusion atteint même l'ordre de grandeur de l'énergie solaire Rc (paragraphe VI.3.6).

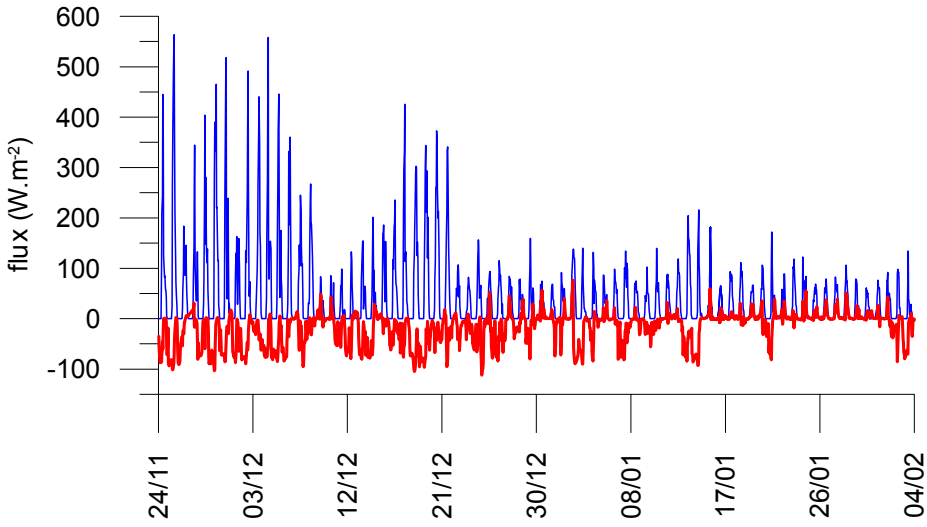


Figure VI.31 : puissances horaires des flux radiatifs de courte longueur d'onde (courbe bleue) et de grande longueur d'onde (courbe rouge). Moyenne sur toutes les mailles du glacier du Zongo du 24 novembre au 2 février 2000 (sim1).

Les variations spatiales de la radiation nette R sont contrôlées par l'albédo (chapitre V.2.4). En zone d'ablation, l'augmentation de l'albédo avec l'altitude entraîne une diminution de R d'une vingtaine de $W.m^{-2}$ (de 60 à 40 $W.m^{-2}$, figure VI.32). En zone de

névé au-dessus de 5150 m, l'albédo est toujours élevé (> 0.6) entraînant une faible radiation nette qui est uniformément répartie (de l'ordre de 20 W.m^{-2}, figure VI.32).

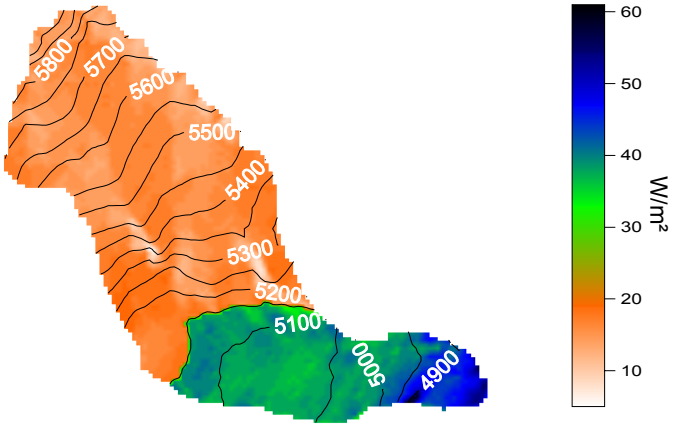


Figure VI.32 : distribution de la radiation nette à la surface du glacier du Zongo, moyenne du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1).

VI.3.8.a.4 Les zones de production d'eau

Les forts débits de novembre à décembre sont essentiellement causés par la fusion de la glace dont le faible temps de résidence entraîne un cycle diurne marqué du débit, mais aussi par la neige de la zone de névé qui produit un débit de base important (figure VI.33).

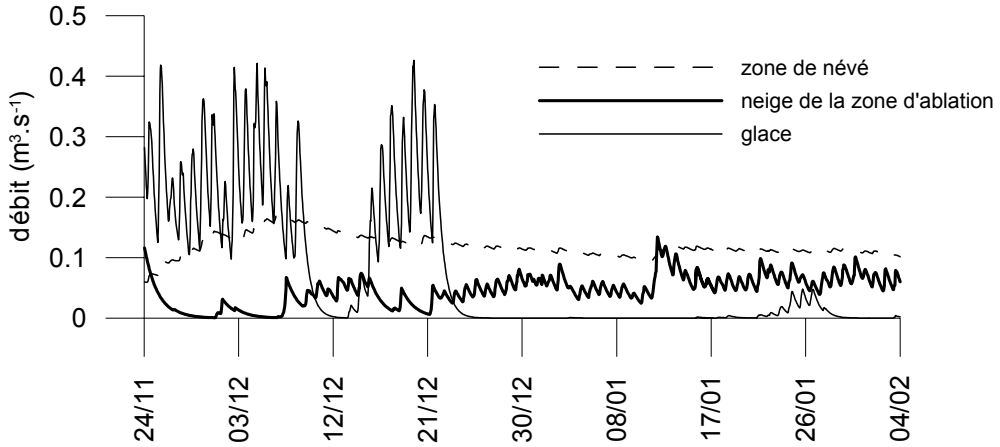


Figure VI.33 : eau de fusion produite par la glace, la neige de la zone d'ablation et la neige de la zone de névé (en amont de 5150 m). Simulation de référence de sim1.

A partir du mois de janvier, la ligne de neige se maintient à proximité du front (figure VI.28 (b) et (c)) et la glace ne produit plus d'eau (figure VI.33). La zone de névé produit constamment une grande quantité d'eau (environ 0.1 $m^3.s^{-1}$). La fusion de la neige qui recouvre temporairement la zone d'ablation augmente progressivement, pour atteindre en fin de période sim1 une contribution au débit similaire à celle de la zone de névé.

La fusion du glacier en saison des pluies est d'environ 1 cm d'eau par jour au cours des deux mois de sim1. La répartition de la fusion à la surface du glacier suit la répartition de la radiation nette (figure VI.34). A proximité du front, la fusion est supérieure à 2 cm d'eau par jour, puis décroît à 1.4 cm d'eau par jour vers 5150 m d'altitude. Dans la zone de névé, la fusion est faible (de l'ordre de 0.8 cm d'eau par jour), sans grande variabilité spatiale (figure VI.34).
En raison de sa grande superficie, c'est la zone de névé qui fournit le plus d'eau (55 % de la fusion totale, tableau VI.9). Les régions de forte fusion, mais de moindre superficie, comprises entre 4850 et 5000 m et entre 5000 et 5150 m, n'apportent respectivement que 19 et 26 % de la fusion totale (tableau VI.9).

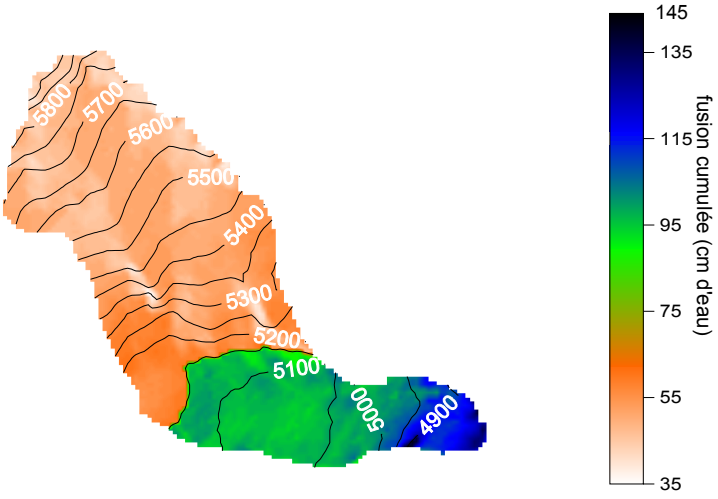


Figure VI.34 : distribution de la fusion à la surface du glacier du Zongo, cumul du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1).

Les carottages en zone d'accumulation montrent que la fusion au-dessus de 5500 m peut être importante les années déficitaires (chapitre IV.3). Néanmoins, toute l'eau de fusion n'atteint pas l'exutoire car le névé n'est jamais saturé en eau à partir d'une altitude qui n'est malheureusement pas connue.

Le modèle considérant que toute l'eau de fusion atteint l'exutoire (le regel n'est pas considéré) surestime donc la production d'eau des régions les plus hautes (tableau VI.9). L'erreur, faible par unité de surface car peu d'énergie est disponible dans les zones hautes (figure VI.32), est systématique et concerne une surface importante du glacier.

Par ailleurs, la surproduction d'eau des parties hautes est accentuée par le fait que la diminution avec l'altitude de la température de surface n'est pas prise en compte (le modèle considère $Rl\uparrow$ uniformément égal à la mesure à 5050 m).

La surestimation de l'eau provenant de la zone de névé qui a un long temps de résidence (350 h) explique la simulation d'un débit de base trop fort (figure VI.30). Afin de réduire l'erreur, un temps de résidence très long, ou infini, peut être appliqué à la zone de névé. Néanmoins, cette modification n'est pas justifiée pour les régions proches de la ligne d'équilibre (vers 5200 m).
La distinction d'une zone contributive au débit au sein de la zone de névé permettrait un meilleur accord avec le débit mesuré. Cette modification implique de nouveaux paramètres difficiles à valider car on ne dispose d'aucune observation pour estimer les limites de ce nouveau réservoir.

Tableau VI.9 : distribution de la fusion à la surface du glacier du Zongo, cumul du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1).

Altitude (m)	**Part de la superficie totale (%)**	**Fusion moyenne (cm d'eau par jour)**	**Fusion pondérée par la surface (cm d'eau par jour et % de la fusion totale)**
4850-5000	10	2.0	0.20 (19 %)
5000-5150	20	1.4	0.28 (26 %)
5150-6000	70	0.8	0.58 (55 %)

VI.3.8.a.5 Les erreurs d'albédo

L'albédo est indexé selon le nombre de jours depuis la dernière chute de neige, selon la hauteur de neige lorsqu'elle est faible (quelques centimètres) et selon l'intensité des chutes de neige (équations VI.11, VI.15 et VI.16, paragraphe VI.3.4.b).

En moyenne sur la saison des pluies, l'albédo calculé est élevé, variant entre 0.60 et 0.85 du front jusqu'au sommet (figure VI.35). Les seules mesures disponibles en zone d'accumulation sont celles de la station SMA3 à 5550 m (tableau III.4) qui font apparaître un albédo moyen de 0.78 en saison des pluies 1998-1999. L'albédo moyen simulé est

plus élevé, dépassant 0.8 dès 5300 m lors de la saison des pluies 1999-2000 (figure VI.35). Pourtant, les précipitations ont été plus abondantes en 1998-1999 qu'en 1999-2000 (10 % de différence) [Berthier et al., 2001b].

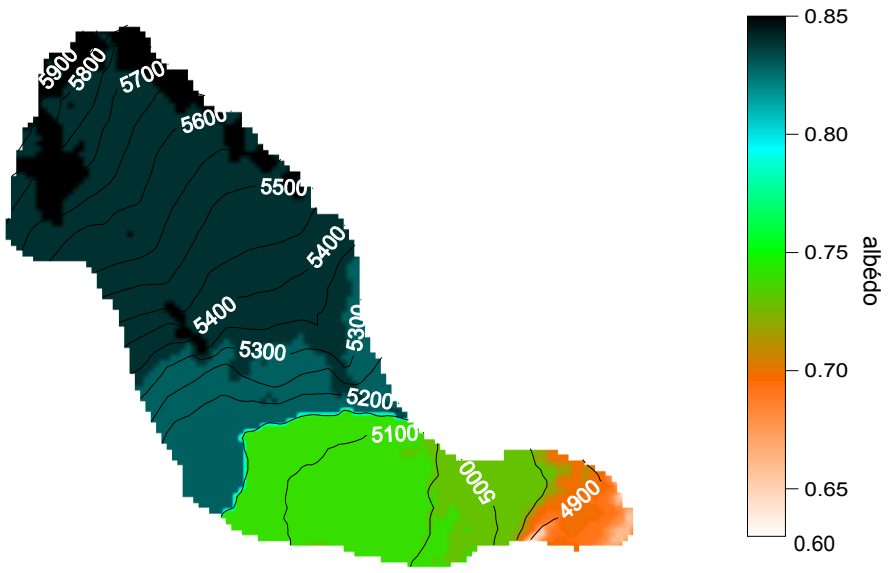


Figure VI.35 : distribution de l'albédo à la surface du glacier du Zongo. Moyennes du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1).

Les figures VI.36 (a) et (b) comparent l'albédo simulé avec les mesures à 5050 m (SMA1) et à 5150 m (SMA2), respectivement. Pour chaque heure, l'écart à la mesure est converti en hauteur d'eau de fusion (algébrique) selon :

$$\Delta m = (\alpha_{mesure} - \alpha_{calcul}) (G / L_f) \times 3600 \text{ secondes} \qquad \text{(VI.33)}$$

où G est la radiation globale et L_f est la chaleur latente de fusion de la glace. Δm représente l'erreur de fusion causée par l'erreur d'albédo ($\Delta m < 0$ si l'albédo est surestimé). Les figures VI.36 (b) et (d) montrent les cumuls sur la période sim1 de Δm à 5050 m et à 5150 m, respectivement.

Les évolutions générales de l'albédo sont correctement simulées aux deux stations météorologiques (figures VI.36 (a) et (c)). En particulier, les alternances des périodes de glace et de neige à 5050 m sont bien simulées. Cet accord tend à valider la mesure des chutes de neige au pas horaire.

Néanmoins, les erreurs d'albédo, même faibles, entraînent une forte erreur sur la fusion. A 5050 m, la surestimation de l'albédo de la glace (fixé à 0.35 dans le modèle) de novembre à décembre est compensée par la sous-estimation des effets des chutes de neige

(figures VI.36 (a) et (b)). Lorsque la surface est recouverte de neige, les calculs surestiment systématiquement l'albédo, ce qui entraîne une sous-estimation de la fusion de 200 mm d'eau cumulée sur la période sim1 (biais d'environ 20 % de la fusion totale à 5050 m).

Les erreurs d'albédo sont plus faibles à 5150 m (l'échelle de variation est différente) et tendent à se compenser. En cumul sur la période sim1, l'erreur d'albédo entraîne une légère surestimation de la fusion de 20 mm d'eau, soit moins de 5 % du total (figure VI.36 (d)).

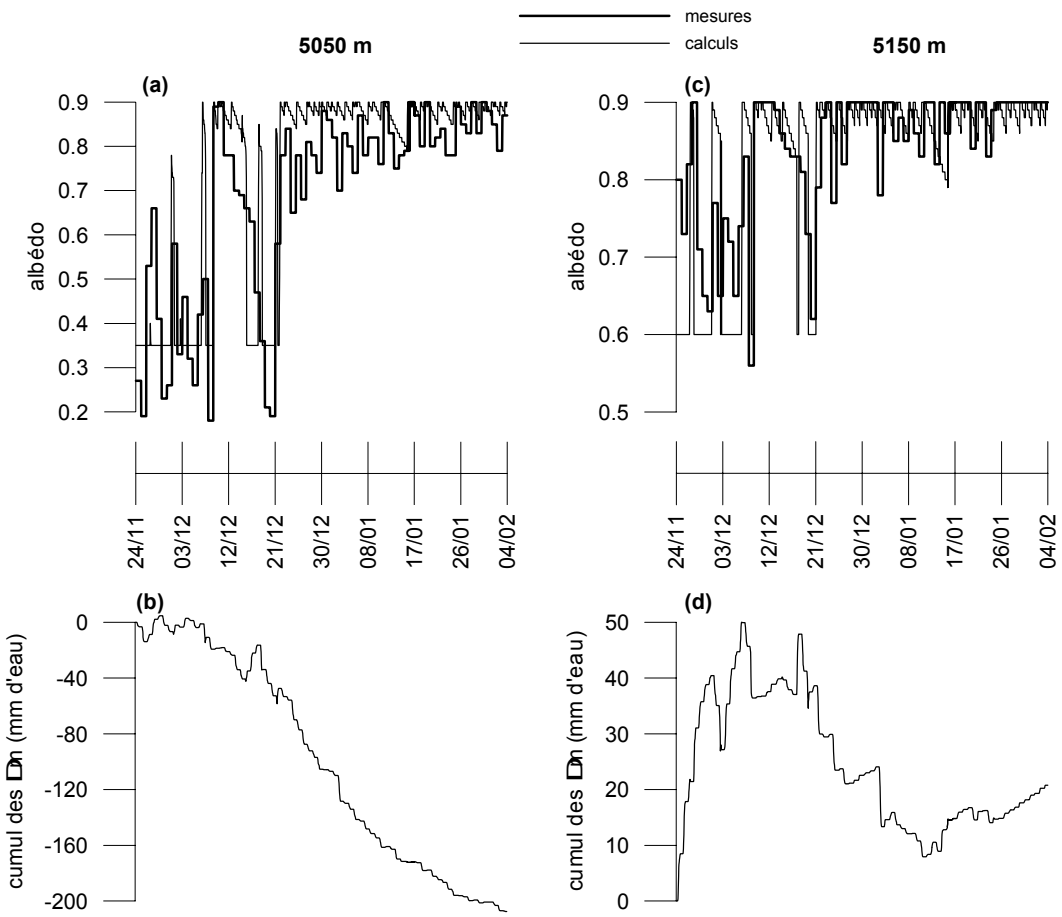


Figure VI.36 : bilans radiatifs solaires mesurés et calculés à 5050 m (a et b) et à 5150 m (c et d) du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1). (a) et (c) comparent l'albédo calculé au pas horaire avec la mesure journalière. (b) et (d) montrent le cumul des différences de fusion Δm causées par les erreurs d'albédo : Δm < 0 si l'albédo est surestimé (voir texte).

Les erreurs sur le bilan radiatif solaire Rc proviennent essentiellement d'une surestimation de l'albédo de la neige sur toute la surface du glacier. Les erreurs sur les

forts albédos entraînent une erreur considérable sur la fusion en valeur relative : la diminution d'albédo de 0.8 à 0.7 entraîne une augmentation de 50 % de l'énergie solaire absorbée (paragraphe VI.3.4.b).

Des études de la sensibilité du débit aux paramètres de calcul de l'albédo montrent que les paramètres les plus importants sont l'albédo du névé ($\alpha_{névé}$), l'échelle de temps de la décroissance exponentielle de l'albédo de la neige (n*) et le facteur de proportionnalité entre l'intensité horaire des chutes de neige et la hausse d'albédo (c_p). De ces trois paramètres, c_p est le plus difficile à estimer par l'observation (paragraphe VI.3.4.b).

Le modèle simule un flux d'énergie apporté par la pluie (P) très faible, mais non nul, jusqu'à 5200 m alors que les chutes de grésil ne sont jamais observées au-dessus de 5100 m environ. La surestimation de l'albédo calculé à 5050 m n'est donc pas causée par une limite « pluie-neige » trop basse.
La surestimation de l'albédo de neige peut provenir des paramètres (n*, e_s* ou c_p, tableau VI.6) et/ou de la mesure des précipitations solides au pas horaire. Ainsi, une surestimation de la densité de la neige fraîche (chapitre IV.2.1) pourrait expliquer un albédo trop fort quand il neige.

La surestimation de l'albédo entraîne une ligne de neige trop basse (par ex. le 7 décembre et le 31 janvier, figure VI.28 (b)) qui ne permet pas de simuler les pics de fusion de la glace au début de janvier (figure VI.30).
Paradoxalement, le modèle produit trop d'eau de fusion (excès de 15 %) alors que l'albédo, qui contrôle la principale source de fusion Rc, est surestimé. L'excès de débit provient de la surproduction d'eau des zones hautes du glacier (paragraphe VI.3.8.a.1). Cette erreur est compensée, mais seulement en partie, par l'erreur sur l'albédo de la neige. La simulation avec l'albédo du névé $\alpha_{névé} = 0.70$ au lieu de 0.60 permet d'annuler l'excès de débit, mais au prix d'une accentuation de l'erreur d'albédo.

Ces remarques rappellent la nécessité de valider le modèle non pas seulement sur le débit à l'exutoire, mais aussi sur différentes variables de sorties telles que l'albédo ou la position de la ligne de neige. En raison du grand nombre de degrés de liberté (les paramètres sont nombreux), le modèle peut simuler correctement le débit à l'exutoire pour de « mauvaises raisons », les biais opposés se compensant.
Par exemple, le suivi photographique de la disparition de la neige au printemps dans une vallée de montagne des Alpes françaises (bassin de Sarennes) permet à Durot [1999] de mettre en évidence une sous-estimation de la fusion par le modèle de bilan d'énergie

« Crocus » [Brun et al., 1992]. Cette méthode de validation est néanmoins peu adaptée sur le glacier du Zongo à cause des variations continuelles de la ligne de neige suite à l'alternance des chutes de neige et de la fusion.

VI.3.8.b Calculs des flux radiatifs de grande longueur d'onde

Dans la simulation de « référence » présentée dans les paragraphes précédents, les flux Rl↓ et Rl↑ sont les mesures à 5050 m considérées uniformes sur tout le glacier. On examine ici l'influence de la paramétrisation de Rl↓ (paragraphe VI.3.5) sur le débit de saison des pluies lorsque l'émission des nuages est maximale (chapitre V.2.5). Rl↓ est indexé selon la pression de vapeur (e), la température de l'air (T) et la nébulosité (n) déduite de l'atténuation journalière du rayonnement solaire extraterrestre (équations VI.23 et VI.26, le paragraphe VI.3.5.c résume la méthode de calcul). La nébulosité est considérée comme une constante au cours des cycles nycthéméraux. Les variations spatiales de Rl↓ sont indexées selon le facteur de vue du ciel (équations V.11).
Lorsque la fusion est nulle, la température de surface T_0, intervenant dans Rl↑ et les flux turbulents, est diminuée par itération à partir de 0°C jusqu'à annuler le bilan d'énergie (paragraphe VI.3.5.b).

La figure VI.37 montre que les paramétrisations de Rl↓ changent peu le débit en saison des pluies. Le débit est le plus sensible aux flux radiatifs thermiques à la fin du mois de janvier lorsque qu'une part importante de l'énergie de fusion provient de Rl↓ (figure VI.31). Le calcul de Rl↓ cause une baisse de la fusion, entraînant un accord légèrement meilleur avec le débit mesuré que lorsque Rl↓ est mesuré (simulation de référence).
Les différences (faibles) avec la simulation de référence peuvent provenir :

(i) des erreurs de simulation de Rl↓ qui sont surtout liées au couvert nuageux (paragraphe VI.3.5). En particulier, le cycle nycthéméral de la nébulosité n'est pas considéré dans le calcul de Rl.

(ii) de la variabilité spatiale de Rl qui n'est pas prise en compte lorsque Rl est mesuré.

Les nuages de saison des pluies entraînent une faible variabilité spatiale de Rl↓ (paragraphe IV.3.5). De même, la température de la surface (contrôlant Rl↑) varie peu à la surface du glacier, de -5°C à –2°C en moyenne sur la période sim1 alors qu'elle est de –1.4°C selon la mesure à 5050 m.

Ainsi, j'ai vérifié qu'une simulation effectuée avec Rl↓ calculé sans variations spatiales change peu le débit par rapport aux calculs complets des flux radiatifs de grande longueur d'onde.

Ce sont les erreurs de paramétrisations (facteur (i)) qui expliquent les différences avec la simulation de référence. Le paragraphe VI.3.5 a montré que la simulation de Rl↓ tend à sous-estimer la forte émission de l'atmosphère nuageuse. Le calcul de Rl↓ réduit le débit, améliorant la simulation à cause d'une « mauvaise raison » : la sous-estimation de Rl↓ quand n est grand.

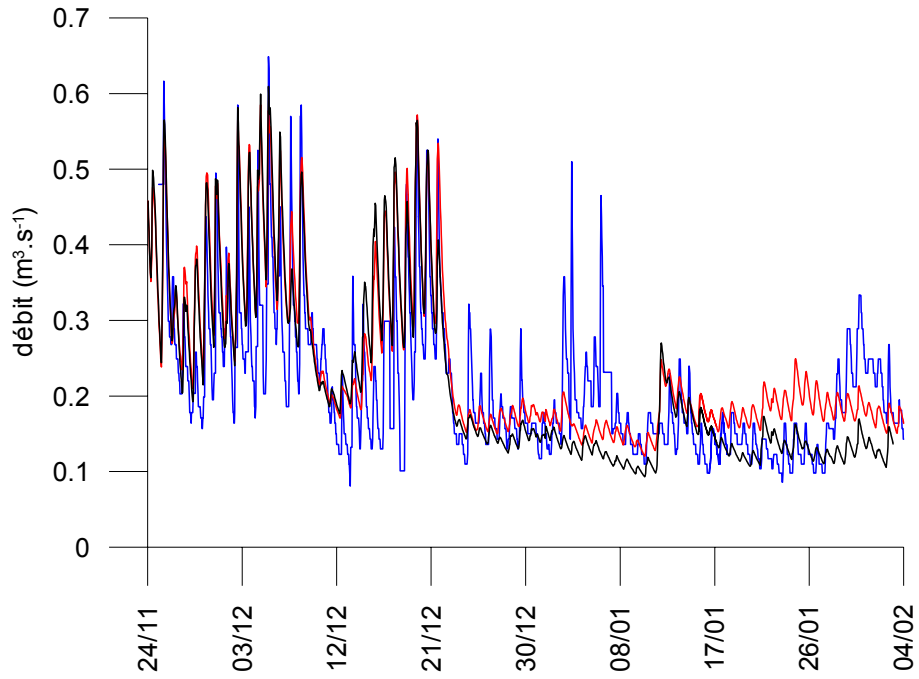


Figure VI.37 : comparaison entre les débits de fonte mesurés (courbe bleue), simulés avec Rl mesuré (simulation de référence, courbe rouge) et simulés avec Rl calculé (courbe noire) du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 (sim1).

VI.3.8.c Simulation de la diminution du débit en saison sèche

La hauteur de neige initiale sur le glacier et les niveaux des réservoirs (glace, neige et névé) sont considérés comme les résultats de la simulation (de référence) sur la période sim1. Du 12 février au 31 juillet 2000 (période sim2), la ligne de neige est basse et les débits ne sont jamais très élevés (< 0.3 m^3.s^{-1}) (figure VI.28 (a)). Le débit de fonte cumulée au cours des 170 jours est de 12.5 10^5 m^3, soit du même ordre de grandeur que la fusion cumulée sur sim1 qui est deux fois plus courte.

VI.3.8.c.1 Simulation de « référence » : albédo calculé et Rl mesuré

La figure VI.38 compare le débit mesuré au cours de la période sim2 avec la simulation de « référence » : albédo calculé et Rl mesuré et uniforme (paragraphe VI.3.8.a). On retrouve les mêmes erreurs que pour sim1. Le débit simulé est généralement trop fort à cause du débit de base provenant du réservoir lent « névé ». Ce biais est compensé en partie par la sous-estimation des pics diurnes de fusion de mi-mars à mi-avril. Comme résultat, le cumul de la fusion sur sim2 est légèrement surestimé (+15 %).
Dans la suite, on examine la baisse brutale du débit en juin qui est correctement simulée.

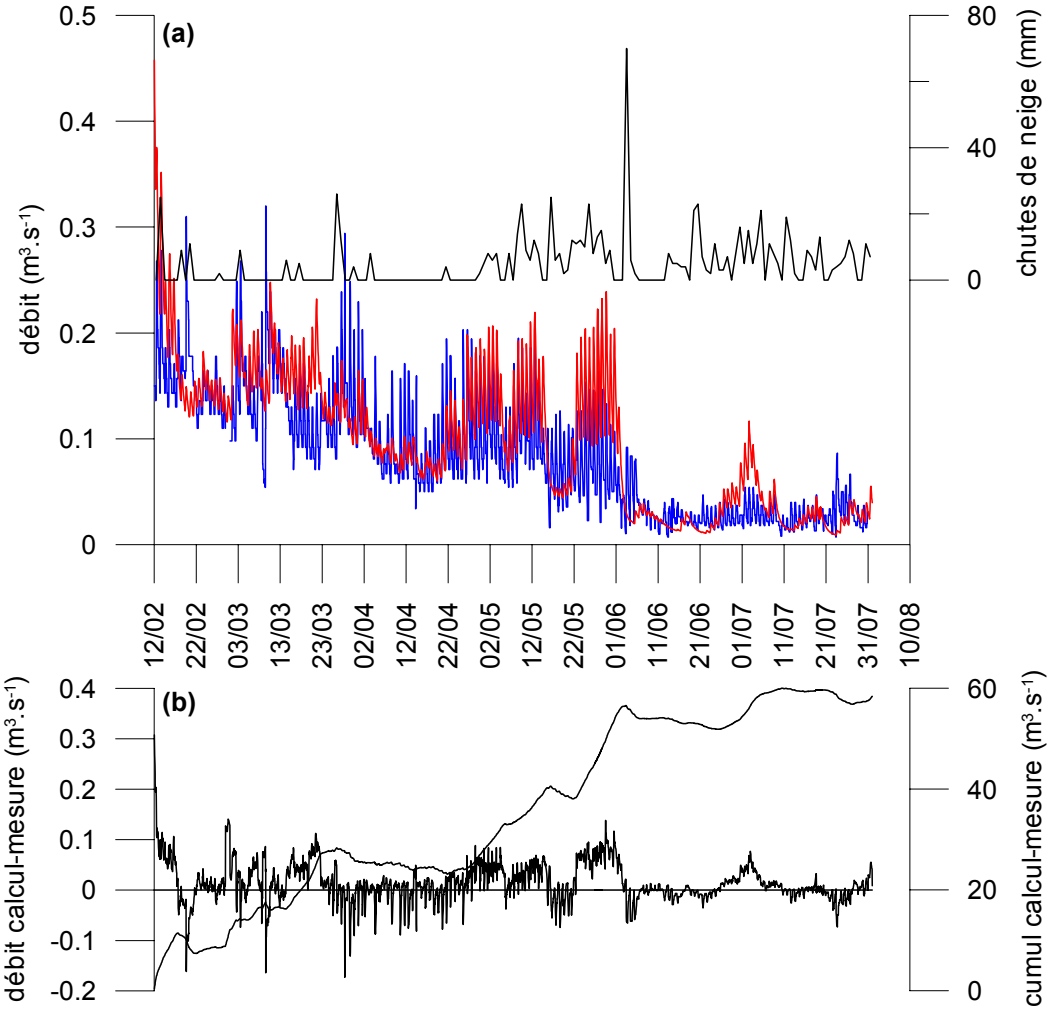


Figure VI.38 : (a) compare les débits de fonte mesurés (courbe bleue) et calculés (courbe rouge) du 12 février au 31 juillet 2000 (sim2). L'albédo est calculé selon les équations VI.11 et VI.15. La courbe noire montre les chutes de neige journalières mesurées à 5150 m (axe Y de droite). (b) montre la différence des débits calculés moins mesurés (axe Y de gauche) et le cumul des différences (axe Y de droite).

VI.3.8.c.2 Les erreurs d'albédo par faible hauteur de neige

L'excès du débit de base est compensé, mais seulement en partie, par une surestimation de l'albédo de la neige qui entraîne une trop grande étendue de neige sur le glacier (figures VI.39 et VI.28 (b)).

Au début du mois de juillet, la hauteur de neige simulée à 5050 m reste supérieure à quelques centimètres d'eau (figure VI.40, n* = 10 jours). Or, l'albédo mesuré atteint des valeurs inférieures à 0.4, montrant que la neige disparaît à cette altitude (figure VI.40). L'albédo simulé est beaucoup trop fort (figure VI.39 (a)), entraînant sur la période sim2 un déficit de fusion de 160 cm d'eau, soit 1/3 de la fusion totale à cette altitude (figure VI.39 (b)).

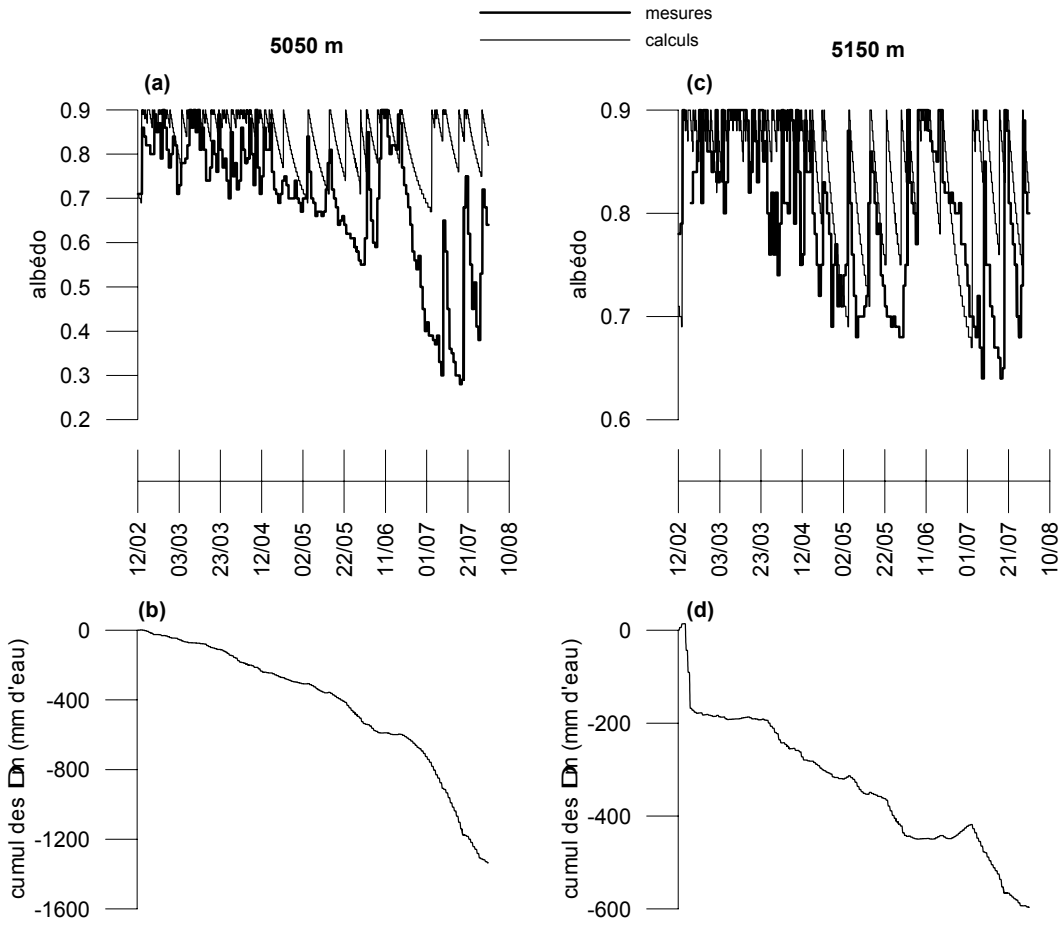


Figure VI.39 : bilans radiatifs solaires mesurés et calculés à 5050 m (a et b) et à 5150 m (c et d) du 12 février au 31 juillet 2000 (sim2). (a) et (c) comparent l'albédo calculé au pas horaire avec la mesure journalière. (b) et (d) montrent le cumul des différences de fusion Δm causées par les erreurs d'albédo : Δm = calculs - mesures (voir texte).

Afin d'accélérer la fusion de la neige, la décroissance de l'albédo de neige a été accélérée en fixant n*=7.5 jours au lieu de 10 jours (équation VI.11). Comme résultat, la neige disparaît à 5050 m en juillet, mais aussi en mai alors que l'albédo mesuré se maintient au-dessus de 0.4 (figure VI.40).
L'albédo est trop faible lorsque n* = 7.5 jours et cette erreur se cumule avec l'excès d'eau de la zone de névé, entraînant une fusion beaucoup trop forte à partir du mois de mai (figure VI.41).

L'épaisseur de neige, lorsqu'elle est faible, a une forte influence sur Rc car la décroissance de l'albédo de neige est fortement accélérée quand l'épaisseur approche 1 cm d'équivalent en eau (équation VI.11, paragraphe VI.3.4.b). Puisque l'épaisseur de neige dépend des calculs de la fusion des pas de temps précédents et que l'albédo contrôle la principale source d'énergie (Rc), les erreurs s'amplifient par rétroaction positive. Ainsi, un albédo surestimé réduit la fusion, entraînant une surestimation de la hauteur de neige qui cause un albédo trop fort et ainsi de suite…

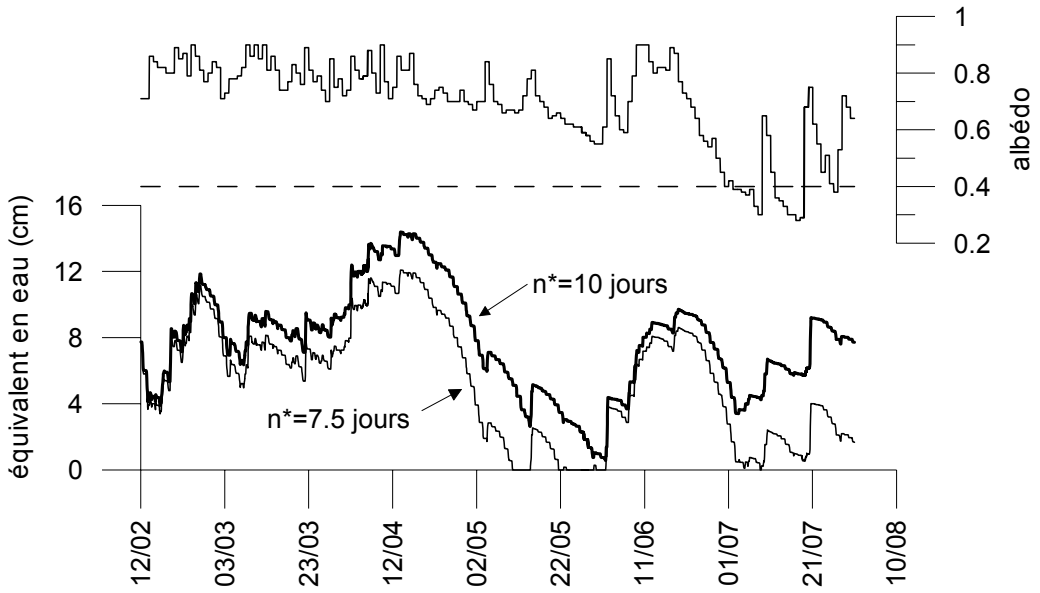


Figure VI.40 : albédo mesuré (graphe du haut) et équivalent en eau de la hauteur de neige simulée (graphe du bas) à 5050 m du 12 février au 31 juillet 2000. La différence entre les deux simulations de la hauteur de neige est l'échelle de temps de la décroissance de l'albédo de la neige n (équation VI.11).*

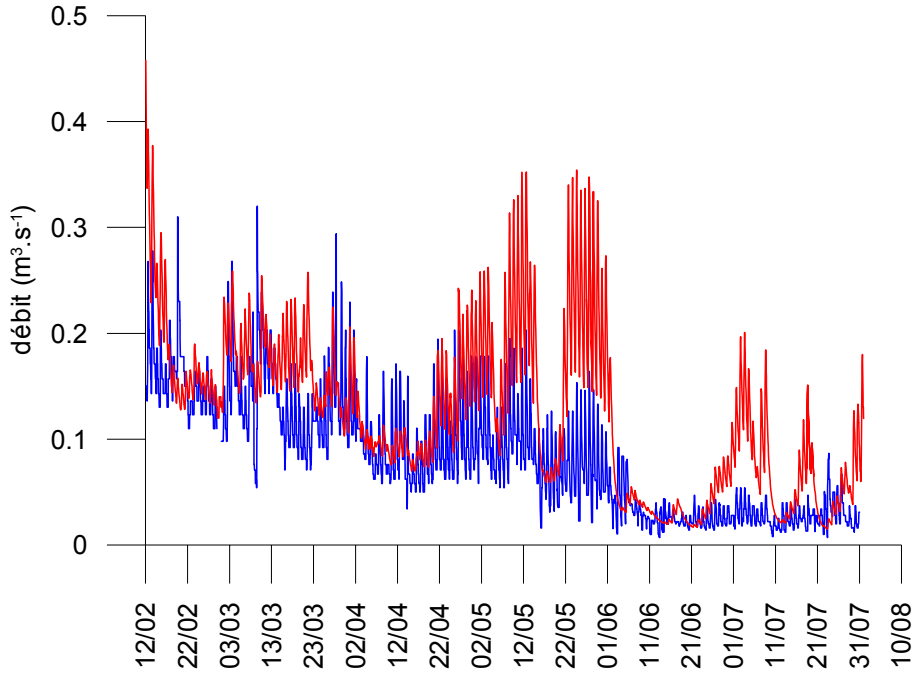


Figure VI.41 : débits de fonte mesurés (courbe bleue) et calculés (courbe rouge) du 12 février au 31 juillet 2000 (sim2). L'albédo est calculé avec n = 7.5 jours au lieu de 10 jours (équation VI.11).*

VI.3.8.c.3 Sources d'énergie et causes de la faible fusion en saison sèche

- Les sources d'énergie

Le rayonnement solaire est minimum en saison sèche (hiver austral) mais reste élevé en raison de la basse latitude (Rextra est de l'ordre de 300 $W.m^{-2}$, tableau V.4, p.103). L'albédo reste élevé (de l'ordre de 0.7), causant un bilan Rc toujours inférieur à 250 $W.m^{-2}$ (figure VI.42).
Alors que Rl est proche de zéro en saison des pluies, ce flux représente un puits d'énergie important (entre -100 et -150 $W.m^{-2}$ en puissance horaire moyenne sur tout le glacier) lors des journées sans nuages de saison sèche (figure VI.42).
En moyenne sur le glacier, la somme des flux turbulents H+L devient progressivement négative en saison sèche, atteignant une puissance horaire de l'ordre de -50 $W.m^{-2}$ (figure VI.42), lorsque l'air est sec et surtout lorsque le vent de glacier est fort (chapitre V.3.4).

Le bilan d'énergie n'est jamais très élevé (inférieur à une centaine de $W.m^{-2}$ en moyenne sur le glacier) entraînant une faible fusion (figure VI.38). La variabilité du bilan d'énergie est surtout contrôlée par les flux radiatifs qui dominent les flux turbulents.

Malgré la forte augmentation de Rl↓ par les nuages de saison sèche (chapitre V.2.5.c), les conditions d'albédo sur le glacier en juillet 1999 entraînent une réduction systématique du bilan d'énergie de l'ensemble du glacier lors des passages nuageux de saison sèche (paragraphe VI.3.6, figure VI.42).

Ainsi, suite aux passages nuageux et aux rares chutes de neige qui provoquent une augmentation de l'albédo, le bilan d'énergie varie en journée entre des valeurs négatives et positives. Les erreurs sur Rl et surtout sur les flux turbulents entraînent une erreur relative considérable sur les faibles valeurs du bilan d'énergie.

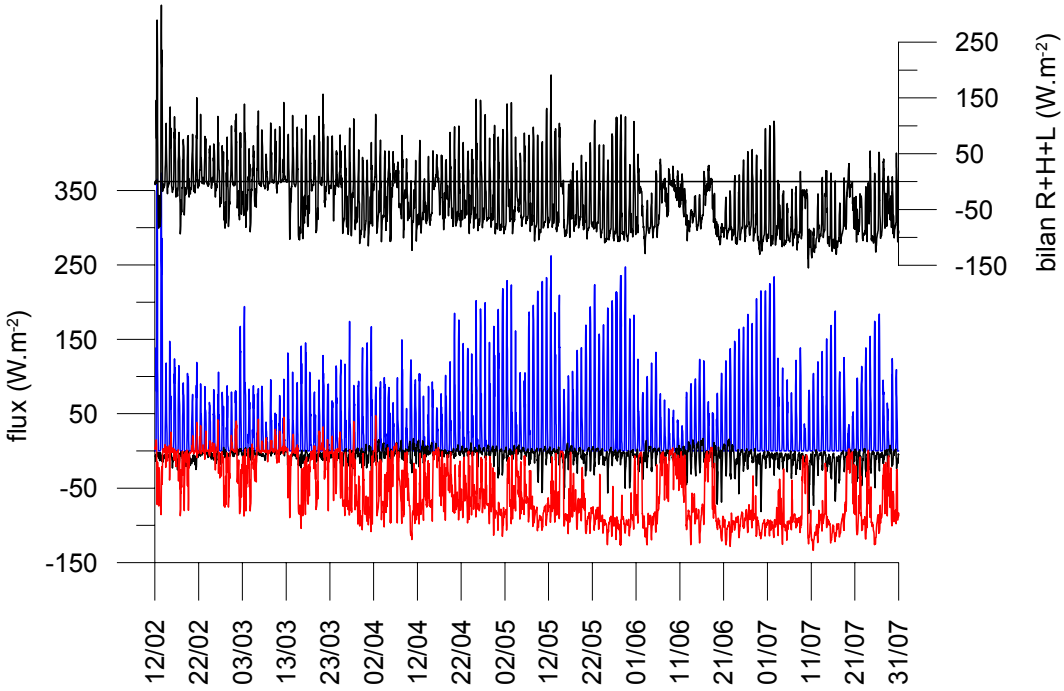


Figure VI.42 : flux radiatifs de courte longueur d'onde (courbe bleue) et de grande longueur d'onde (courbe rouge), et somme des flux turbulents H+L (courbe noire). La courbe du haut en noir représente le bilan des flux en surface R+H+L. Puissances horaires moyennes sur toutes les mailles du glacier du Zongo du 12 février au 31 juillet 2000 (sim2).

- Les effets des précipitations sur l'albédo

L'albédo du glacier dépend de la quantité et de la nature (grésil ou neige) des précipitations. Les seules mesures de précipitations horaires disponibles sur le glacier sont celles de la sonde à ultrasons. Des simulations ont été effectuées avec le pas de temps des moyennes des mesures de la sonde pris à 4 heures et à 5 heures, au lieu de l'intervalle de 3 heures choisi comme référence (chapitre IV.2.1). Comme résultat, le débit de fonte varie très peu selon les différentes séries de précipitations et l'accord avec

le débit mesuré n'est jamais amélioré par rapport à la simulation de « référence » (non montré).

Les précipitations convectives diurnes de saison des pluies peuvent déposer du grésil ou de la neige fondue sur le glacier jusqu'à une altitude d'environ 5100 m. Les précipitations de saison sèche et les précipitations nocturnes de saison des pluies causées par des périodes de mauvais temps de plusieurs jours (chapitre III.3) amènent toujours de la neige sur le glacier.
Par effet d'albédo, le débit de fonte diminue lorsque les chutes de neige sont à basses altitudes : le débit simulé dépend du seuil de température en dessous duquel les précipitations sont sous forme de neige (T_c = 1.5°C) et du gradient de température selon l'altitude (-0.6°C par 100 m), deux paramètres mal connus sur le glacier (paragraphe VI.3.2).

Le flux d'énergie apportée par les pluies (P) donne des indications sur la pluie ou le grésil simulé sur le glacier. En saison des pluies, les chutes de neige à 5150 m (variable d'entrée du modèle) sont souvent associées à un faible flux P dans la partie basse du glacier (figure VI.43). Le flux P est non nul jusqu'à 5200 m, ce qui semble montrer que le modèle surestime légèrement l'altitude maximale de la limite « pluie-neige ». Néanmoins, l'estimation de cette limite est difficile et reste très approximative sur le glacier du Zongo. En saison sèche, P est pratiquement nul et le modèle simule correctement la baisse en altitude de la limite « pluie-neige » en hiver austral (figure VI.43).

Un test de sensibilité du débit a été effectué. Afin de diminuer l'altitude de la limite « pluie-neige », la température critique a été augmentée de 1°C (T_c = 2.5°C) sans modification du gradient de température selon l'altitude. Comme résultat, le débit de fonte est réduit de 5 % en saison des pluies et de 15 % sur la période sim2 (une plus grande surface est recouverte de neige). La réduction du débit causée par l'augmentation de T_c entraîne un meilleur accord avec le débit mesuré. Néanmoins, et encore une fois, l'amélioration de la simulation est liée à l'erreur de surestimation de l'albédo de la neige.

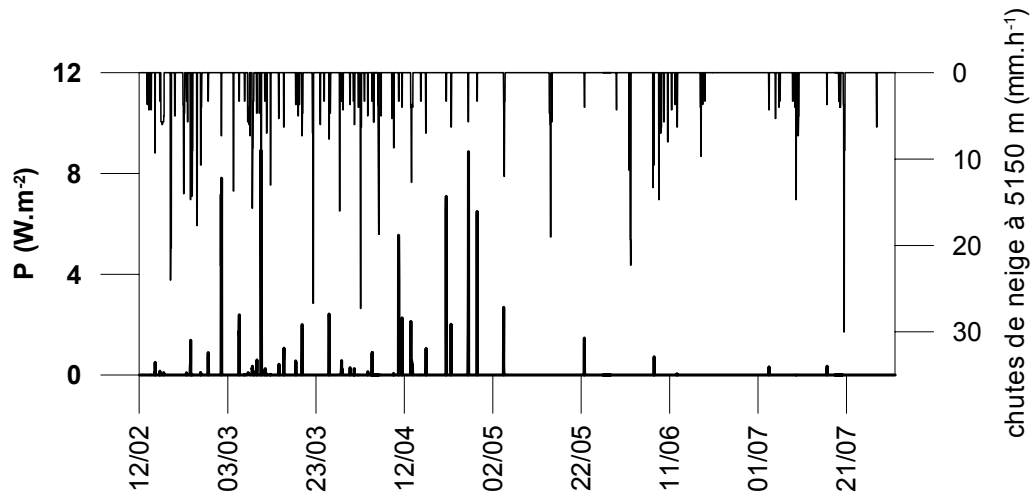


figure VI.43 : moyenne sur toutes les mailles du glacier du Zongo de l'énergie apportée par la pluie ou le grésil (P, simulation de « référence », axe Y de gauche) et chutes de neige mesurées par la sonde à ultrasons à 5150 m (axe Y de droite). Valeurs horaires du 12 février au 31 juillet 2000 (sim2)

Le modèle semble simuler correctement les variations saisonnières de l'altitude minimale des chutes de neige. Ces variations participent à la saisonnalité du débit de fonte sans qu'il soit possible d'en quantifier les effets avec précision par manque d'observations.
La nature des précipitations dépend essentiellement de la température et de l'humidité dans les nuages précipitants et il reste à vérifier que la température de l'air à proximité du sol soit un bon indice de la nature des précipitations sur le glacier du Zongo. La température au sol n'est certainement pas reliée de la même façon à la température des nuages bas convectifs de saison des pluies (été) qu'à la température des nuages de haute altitude associés aux perturbations extratropicales d'hiver (chapitre III.3).

- Causes de la diminution du débit en saison sèche

Le 2 juin, une importante chute de neige recouvre l'ensemble du glacier entre minuit et 6 heures du matin (8 cm à 5150 m, figure VI.38 (a)). L'augmentation d'albédo cause une baisse brutale du débit de fonte (figures VI.39 et VI.38). Dans la suite de la saison sèche 2000, le débit restera faible, ne dépassant plus 0.1 $m^3.s^{-1}$ (figure VI.38).

Le modèle reproduit correctement la diminution brutale du débit causée par la chute de neige du 2 juin (figures VI.38 (a) et VI.39 (a) et (c)). Le modèle simule le débit constamment faible tout au long de la saison sèche en raison du déficit radiatif thermique en journée (figure VI.42), mais aussi en raison de la surestimation de l'albédo (figure VI.39 (a)). En effet, lorsque la décroissance de l'albédo de neige est accélérée avec

n* = 7.5 jours, la neige du 2 juin disparaît correctement de la zone basse du glacier en juillet (figure VI.40), mais le débit devient beaucoup trop fort (figure VI.41). Le débit simulé est toujours très sensible à l'albédo alors que le débit mesuré varie peu lors de la remontée de la ligne de neige en juillet (figures VI.28 (a) et (b)). En réalité, le déficit radiatif thermique en journée, le flux de conduction de chaleur dans la glace et les flux turbulents contribuent à maintenir la fusion à un niveau faible.

VI.3.8.d Flux de conduction sous la surface et stock de froid nocturne

- Estimation du stock de froid nocturne à partir de la température de la surface

Lorsque les flux radiatifs sont calculés, le modèle sous-estime systématiquement la température de la surface du glacier au cours des nuits : la température minimale pouvant être une dizaine de degrés trop basse (ex. figure VI.44). Il est nécessaire d'examiner le bilan d'énergie nocturne afin d'identifier les causes de cette erreur.

Le chapitre II a montré que le bilan d'énergie en surface du glacier peut s'écrire :

$$R - \int_0^{z^*} \frac{d(\rho_i\, c_i\, T_i)}{dt}\, dz + S + H + L = 0 \qquad \text{(II.9)}$$

où R est le bilan radiatif, S l'énergie de changement de phase (négative en fusion) et H et L sont respectivement les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente.
La radiation solaire et l'énergie de changement de phase sont nulles la nuit (le regel de l'eau de fonte est achevé si on se place suffisamment tard après le coucher de soleil). Le bilan d'énergie nocturne s'écrit alors :

$$Rl\downarrow - \sigma T_O^4 + H + L = \int_0^{z^*} \frac{d(\rho_i\, c_i\, T_i)}{dt}\, dz = \Delta Qs \qquad \text{(VI.34)}$$

où T_0 est la température de surface en degrés Kelvin et ΔQs est le changement d'énergie interne de la couche sous la surface. ΔQs est échangé avec la surface par conduction (flux C).

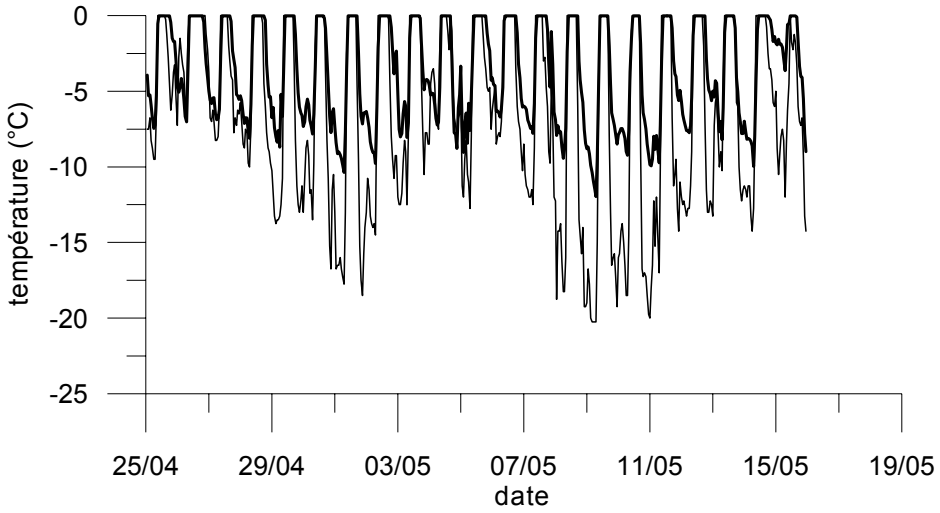


Figure VI.44 : température de la surface à 5050 m (SMA1) mesurée (trait gras) et simulée (trait fin). Valeurs horaires du 25 avril au 16 mai 2000.

Le bilan radiatif thermique mesuré la nuit à 5050 m est proche de zéro en saison des pluies lorsque l'émission des nuages compense l'émission de la surface (figure VI.45 (a), voir aussi le chapitre V.2.5).

Par contre, lors des nuits dégagées de saison sèche, Rl↓ est très faible (inférieur à 200 $W.m^{-2}$, figure V.24) et le bilan radiatif thermique est déficitaire, de l'ordre de -80 $W.m^{-2}$ (figure VI.45 (b)). La surface émet plus de radiation qu'elle n'en reçoit. La différence d'énergie peut provenir des flux turbulents (H+L >0) et/ou du refroidissement de la couche de glace sous la surface ($\Delta Qs < 0$) (équation VI.34).

Le changement d'énergie interne de la glace (ΔQs) est négligé dans les simulations (seuls les flux en surface sont calculés). La température de la surface est ajustée par itération pour annuler la somme des flux radiatifs et turbulents :

$$Rl\downarrow' - \sigma T'^4 + H' + L' = 0 \qquad \text{(VI.35)}$$

où T' est la température calculée à partir des flux Rl↓', H' et L' qui sont soit mesurés, soit calculés.

La soustraction de l'équation VI.35 à l'équation VI.34 donne :

$$\sigma (T'^4 - T_0^4) + \delta = \int_0^{z^*} \frac{d(\rho_i c_i T_i)}{dt} dz = \Delta Qs \qquad \text{(VI.36)}$$

où δ représente les erreurs de mesures et de calculs des flux Rl↓, H et L.

Une sous-estimation systématique des apports d'énergie turbulente (H : réchauffe la surface) pourrait expliquer que la température de surface calculée T' soit trop faible la

nuit (figure VI.44). Néanmoins, le modèle ne tient pas compte de la stratification de l'air, forte la nuit, qui réduit la turbulence. L'erreur sur les flux turbulents n'est donc certainement pas dans le sens d'une sous-estimation.

Pendant les nuits, les flux turbulents calculés restent faibles par rapport aux flux radiatifs thermiques (figure VI.42). On peut considérer que l'erreur δ est faible la nuit car la mesure de Rl$\downarrow$ est surtout perturbée par le rayonnement solaire (chapitre V.2.5).

De même, la mesure de Rl$\uparrow$ est fiable la nuit et la température qui en est déduite (T_0) satisfait l'équation VI.34. L'équation VI.36 permet donc de mesurer l'effet en surface (T_0 est mesuré correctement) d'un flux inconnu (ΔQs).

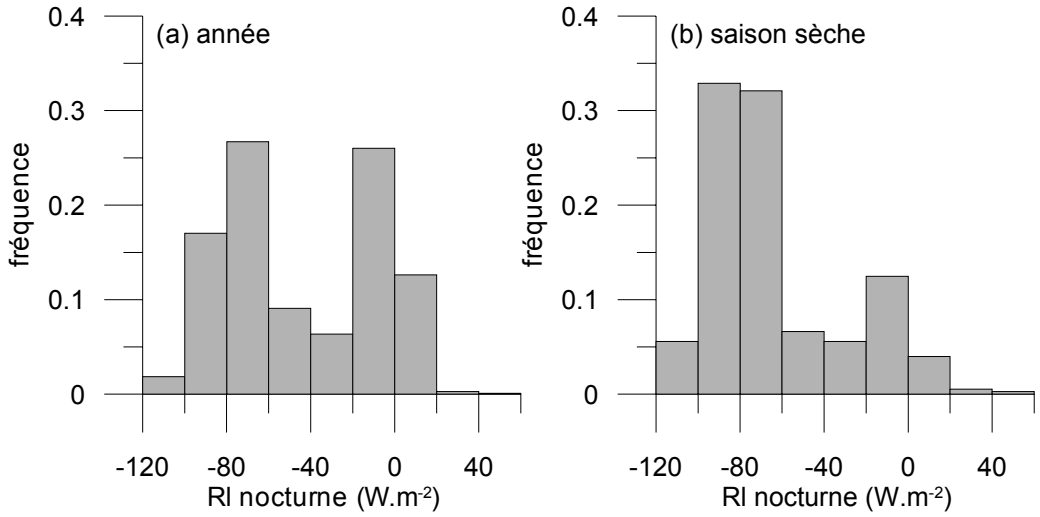


Figure VI.45 : histogrammes des valeurs horaires du bilan radiatif de grande longueur d'onde Rl entre minuit et 5 h du matin. (a) est pour l'année 1999-2000. (b) est pour la saison sèche de juin à août 2000.

La figure VI.46 montre l'histogramme des valeurs de ΔQs déduites de l'équation VI.36 au cours des nuits de la saison sèche 2000. ΔQs est plus de 95 % du temps négatif car la température de surface calculée est presque toujours plus faible que la température mesurée.

Le flux ΔQs obtenu entre minuit et 5 h varie de –40 à 0 W.m^{-2}. Les valeurs les plus fréquentes sont comprises entre –30 et –20 W.m^{-2}. Ainsi, chaque nuit sans nuages, un stock de froid d'au moins 450 kJ.m^{-2} s'accumule sous la surface.

Un flux de –40 W.m^{-2} provenant par conduction de la couche sous la surface est causé par un gradient moyen de la température dans la glace de 20°C par mètre (K_g = 2.10 W.m^{-1}.K^{-1}, chapitre V.4.1) ou par un gradient moyen dans la neige de 50°C par

mètre ($K_n \approx 0.80$ W.m^{-1}.K^{-1}). Ces valeurs sont un peu plus fortes que le gradient de température estimé dans le paragraphe V.4.1, mais restent plausibles.
En raison de la faible conductivité thermique de la neige, le gradient de température peut en effet être considérable sur de faibles distances. Ainsi, Wagnon et al. [2001] mesurent au sommet de Illimani (6340 m, Cordillère Royale de Bolivie) un gradient de 100°C par mètre dans les cinq premiers centimètres de neige sous la surface.

Pour aller plus loin, il serait intéressant de relier ΔQs aux mesures nocturnes de l'éclairement de grande longueur d'onde Rl↓ qui est un bon indice des nuages et de différencier les mesures sur la glace de celles sur la neige, deux milieux de conductivité thermique distincte.
Afin d'interpréter les estimations des gradients de température sous la surface, il est nécessaire de mesurer la profondeur z* de la couche superficielle où s'effectuent les transferts d'énergie (équation II.5, p.9).

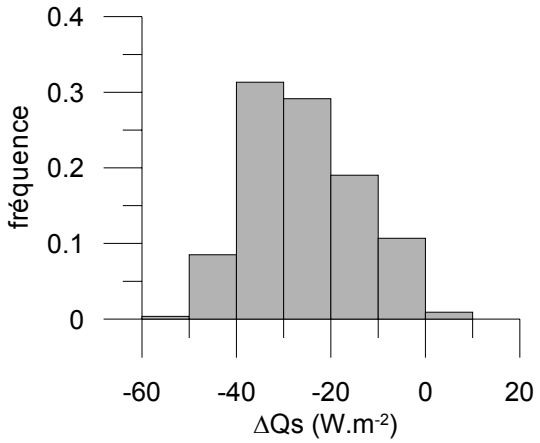


Figure VI.46 : variations de l'énergie interne de la couche sous la surface (ΔQs) déduite de l'équation VI.36. Valeurs horaires entre minuit et 5 h du matin de mai à août 2000 (615 valeurs).

- Effets sur le débit

Afin de quantifier l'effet sur le débit du refroidissement nocturne du glacier, la fusion diurne est retardée dans le modèle jusqu'à ce que le stock de froid ait été compensé (paragraphe VI.3.2). Intégrant les effets de la conduction sous la surface, la température de la surface ne peut pas être correctement calculée par le modèle. L'analyse des relations entre la température de la surface et la température de l'air permettrait peut être d'indexer

RI↑ selon la température de l'air. Ici, le débit est simulé sur la période sim2 avec les flux RI↓ et RI↑ mesurés à 5050 m.

Dès le mois d'avril, lorsque les précipitations régulières de saison des pluies se terminent (figure VI.28 (d)) et que les nuages sont moins fréquents (figure V.23), la couche sous la surface se refroidit dans la nuit et l'énergie consommée pour effacer le stock de froid réduit le débit de fonte (figure VI.47).
A partir de juin, les nuits sont le plus souvent sans nuages et la température de la surface diminue fortement, atteignant des valeurs inférieures à –10°C (figure V.25). L'énergie nécessaire à effacer le stock de froid nocturne devient importante, de l'ordre de grandeur de l'apport d'énergie en journée, entraînant une fusion nulle (figure VI.47).

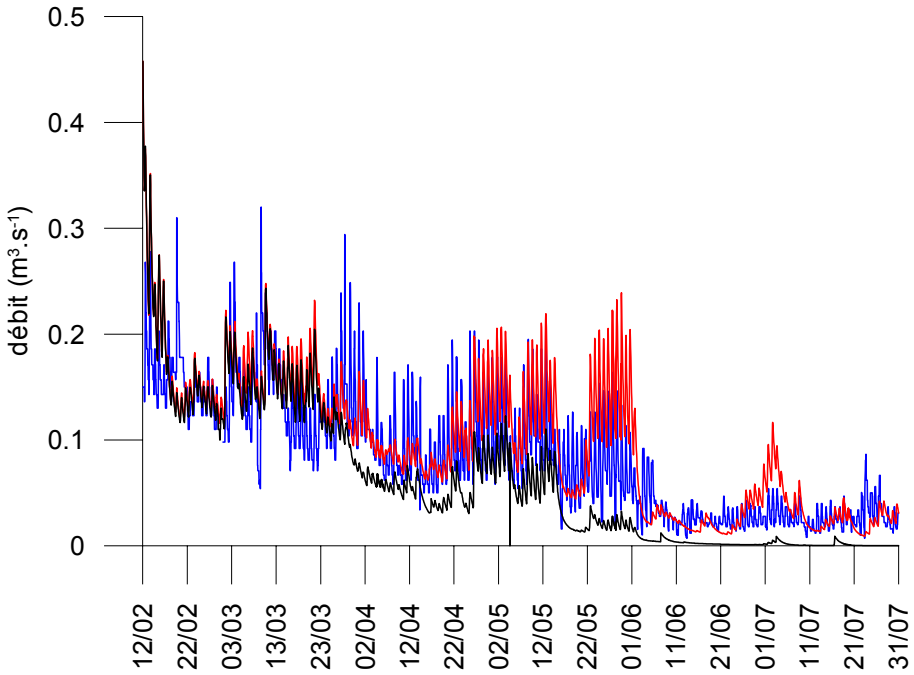


Figure VI.47 : comparaison entre les débits de fonte mesurés (courbe bleue), simulés sans stock de froid (simulation de référence, courbe rouge) et simulés avec le stock de froid (courbe noire), du 12 février au 31 juillet 2000 (sim2).

En réalité, la fusion suivie du ruissellement n'est jamais nulle, comme le montre la disparition de la neige à 5050 m au cours du mois de juillet (figure VI.39). Le débit de saison sèche ne provient pas uniquement de la décharge de réservoirs au sein du glacier, mais provient aussi de la fusion qui est sous-estimée par la simulation du stock de froid.
Le stock de froid nocturne n'est pas forcément effacé dans la journée, expliquant l'erreur de simulation [ex. Escher-Vetter, 1985 ; Van de Wal et Russell, 1994]. La faible conductivité thermique de la glace permet la fusion en surface alors que la couche sous la

surface est à une température négative. Dans la neige, l'énergie évacuée par le regel en profondeur de l'eau de fusion ayant percolé de la surface permet un réchauffement plus rapide des couches sous la surface.

Le glacier du Zongo est tempéré car les frigories accumulées dans la glace en saison sèche sont effacées progressivement au cours de l'année par un faible flux d'énergie. Schématiquement, pendant une moitié de l'année (saison des pluies) le flux de conduction de chaleur sous la surface est en moyenne dirigé vers le bas, alors que pendant l'autre moitié de l'année (saison sèche) il est dirigé vers le haut.

VI.3.8.e Les flux turbulents en saison sèche

Wagnon [1999] explique les faibles débits du glacier du Zongo en saison sèche par une forte sublimation de la glace qui consomme beaucoup d'énergie sans grande perte de masse (chapitre III.5.2). Le modèle de Hock de bilan d'énergie distribué permet de tester cette hypothèse qui repose sur des mesures en un seul point du glacier (la station SMA2).

La comparaison entre la simulation de référence et une simulation où les flux turbulents sont forcés à zéro permet de tester la sensibilité du débit (figure VI.48). Les flux turbulents ont en fait une influence assez faible sur le débit. Au cours de la saison des pluies et jusqu'au mois de mai, la somme des flux turbulents est presque nulle, sans effet sur le débit (paragraphe VI.3.8.a, figure VI.48). A partir du mois de mai, lorsque les nuages sont moins fréquents, l'air plus sec et surtout le vent de glacier plus fort (chapitre V.3.4), la sublimation domine les flux turbulents qui représentent un puits d'énergie en journée ($L+H < 0$, figure VI.42) et réduisent sensiblement le débit de fonte (figure VI.48). Les flux turbulents interviennent en saison sèche lorsque le débit est minimum, entraînant de fortes variations en valeurs relatives (figure VI.48).

La sensibilité du débit aux flux turbulents ne peut être quantifiée avec précision : l'erreur sur la mesure est forte et les variations spatiales sont très mal connues (chapitre V.3.3). L'erreur sur le flux de chaleur sensible dépend aussi des erreurs sur la température de surface (paragraphe VI.3.8.d). Les calculs tendent à surestimer la sublimation car la stabilité de l'air n'est pas prise en compte (paragraphe VI.3.7).
Par ailleurs, la non prise en compte des effets de bord liés à l'advection d'air chaud par le vent de vallée peut causer une sous-estimation de l'importance des flux turbulents dans le bilan d'énergie de l'ensemble du glacier (chapitre V.3.4).

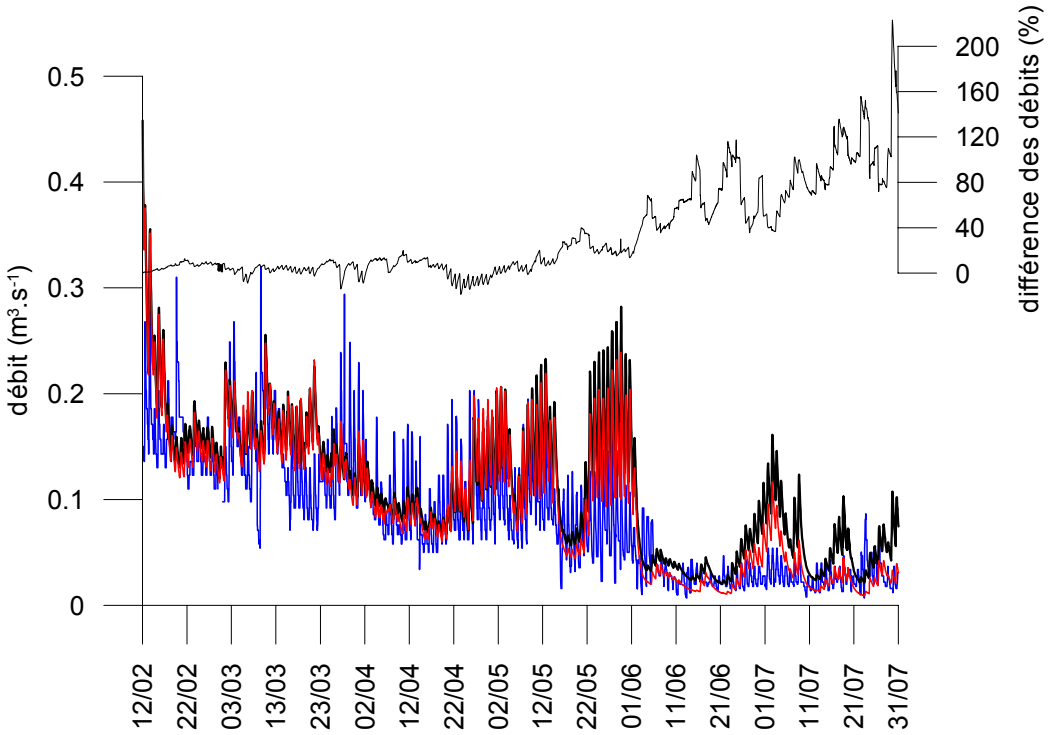


Figure VI.48 : comparaison entre les débits de fonte mesurés (courbe bleue), simulés (de référence, courbe rouge) et simulés avec les flux turbulents nuls(courbe noire), du 12 février au 31 juillet 2000 (sim2). La différence relative des débits calculés sans et avec les flux turbulents est montrée sur l'axe Y de droite.

VI.3.9 Conclusions sur la modélisation des flux d'énergie et du débit de fonte

Ce chapitre a examiné les méthodes de paramétrisation des variations spatiales et temporelles des flux d'énergie, afin de simuler, à un pas de temps horaire, le débit de fonte du glacier avec le modèle de bilan d'énergie de Hock [1998].

Les processus d'écoulement de l'eau de fusion à travers le glacier sont simulés par un modèle à trois réservoirs linéaires (glace, neige et névé), dont les temps de résidence sont dérivés de la littérature et d'expériences de traçages sur le glacier.

La radiation solaire globale (G) mesurée à 5050 m est divisée en ses deux composantes directe (Dr) et diffuse (Df) selon l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire (G/Rextra). Les extrapolations à l'ensemble du glacier de Dr et Df sont indexées respectivement selon la pente et l'orientation, et selon le facteur de vue du ciel, de chaque maille du glacier.
Les fréquentes chutes de neige de saison des pluies sur la glace en fusion amènent à calculer la décroissance de l'albédo de neige selon deux paramétrisations : une fonction exponentielle du temps simulant la décroissance de l'albédo du névé épais et une polynomiale de la hauteur d'eau équivalente du manteau neigeux, lorsqu'elle est faible et que la glace sous-jacente accélère la décroissance de l'albédo.
De même, en raison de la pénétration du rayonnement solaire dans la neige, l'augmentation d'albédo est considérée proportionnelle à l'intensité de la chute de neige.
Les variations de l'albédo de la glace sont négligées car elles sont mal connues et ont une plus faible incidence sur le bilan radiatif que l'albédo de la neige.

L'éclairement de grande longueur d'onde (Rl↓) est calculé par ciel clair avec la formule de Brutsaert [1975] selon la température et la pression de vapeur de l'air à proximité du sol. L'émission des nuages est indexée selon une fonction linéaire de l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire. Les fortes erreurs au pas horaire ne pouvant pas être réduites en raison des incertitudes sur la nébulosité, l'éclairement Rl↓ est calculé au pas journalier. Les variations saisonnières de Rl↓ sont correctement simulées malgré une sous-estimation des plus forts éclairements, probablement liée à une mauvaise représentation de l'émission des nuages nocturnes.

Les relations obtenues entre la nébulosité et l'éclairement solaire d'une part, et avec l'éclairement thermique d'autre part, permettent de paramétriser l'effet des nuages sur la

radiation nette. La radiation nette tend à augmenter avec le couvert nuageux (« paradoxe radiatif ») seulement lorsque l'albédo de surface est élevé (supérieur à 0.85), en raison de la faible transmission du rayonnement solaire par les nuages convectifs de saison des pluies et de la modification de l'albédo par les nuages. La dépendance de la radiation selon le couvert nuageux est importante car elle permet de simuler la sensibilité du débit aux variations de la nébulosité et de sa répartition dans l'année.

Les conditions de saison des pluies, surface toujours en fusion et bilan d'énergie largement dominé par les flux radiatifs, permettent de simuler correctement le débit de fonte avec le modèle de Hock [1998] intégrant les paramétrisations des flux adaptées au glacier du Zongo. Le modèle permet, en particulier, une bonne représentation de la distribution de l'éclairement solaire Rc↓ à la surface du glacier.

L'albédo est une variable clé car les erreurs de calcul, même faibles, ont une grande incidence sur la fusion par effet de rétroaction positive. L'albédo de la neige tend à être surestimé par le modèle. Les erreurs peuvent provenir des paramètres, mais aussi de la mesure des chutes de neige à un pas de temps horaire. L'albédo est particulièrement difficile à simuler lorsque la glace est recouverte sporadiquement par des faibles chutes de neige.

Le biais sur l'albédo, entraînant une couverture de neige trop importante, est compensé par un biais opposé, lié aux hypothèses du modèle qui calcule uniquement les flux de masse et d'énergie en surface. Les processus de rétention par capillarité et de regel de l'eau de fusion dans le névé ne sont pas simulés, entraînant un débit de base trop fort.
Des mesures sur le glacier (traçages en zone de névé, comparaisons entre des carottages de saison des pluies et de saison sèche…) sont nécessaires pour quantifier la fusion en zone de névé.

Les incertitudes de modélisation sont fortes en saison sèche. La surface ne peut plus être considérée en régime permanent de fusion à cause des cycles nycthéméraux marqués d'accumulation et de compensation des frigories sous la surface. Les flux turbulents, mal connus, sont plus importants qu'en saison des pluies. Le bilan d'énergie est de faible intensité, fluctuant entre des valeurs négatives et positives suite aux variations d'albédo et de nébulosité. Les erreurs de calcul sont considérables en valeurs relatives, le signe même du bilan pouvant être faux.

Le modèle apporte finalement peu de connaissance sur l'importance de chacune des causes de la faible fusion en saison sèche : limite « grésil-neige » basse en altitude, sublimation de la glace, déficit radiatif thermique en journée et stock de froid nocturne.

L'énergie consommée en journée pour compenser le stock de froid nocturne suffit à expliquer les faibles débits de saison sèche. Le stock de froid peut être estimé à partir de la différence entre l'émission thermique de la surface et la somme des flux incidents en surface. La méthode est néanmoins limitée par l'erreur sur les flux turbulents. La validation des calculs du stock de froid nécessiterait des mesures du profil de température dans les premiers centimètres de glace, ce qui est très difficile.

L'interprétation des succès, mais aussi des erreurs, de modélisation a permis une meilleure compréhension des processus de fusion du glacier du Zongo. Il est essentiel de valider différentes variables en sortie du modèle, telles que la position de la ligne de neige ou l'albédo à différentes altitudes, afin d'identifier les biais qui peuvent se compenser et conduire à une simulation correcte du débit pour de « mauvaises raisons ».

Les résultats des simulations ont été évalués visuellement. Les critères de Nash-Sutcliffe sont médiocres, de l'ordre de 0.5, signifiant que l'erreur relative du modèle est de 25 %. Les simulations pourraient être améliorés par l'optimisation systématique des paramètres (plusieurs années de simulations sont nécessaires pour un calage robuste [ex. WMO, 1986]). Par exemple, Hock [1998] optimise les hauteurs de rugosité dans le calcul des flux turbulents pour réduire l'erreur sur la simulation du débit de fonte.
L'estimation des incertitudes liées aux valeurs des paramètres est en fait un problème complexe. Une méthode classique, mais peu appliquée sur les modèles distribués en raison de la considérable puissance de calcul nécessaire, est la méthode « GLUE » (Generalised Likelihood Uncertainty Estimation) [Beven et Binley, 1992 ; Gineste, 1998]. Cette méthode prend en compte l'interdépendance des paramètres en simulant les résultats de combinaisons de paramètres obtenues par tirages aléatoires.

VII UNE SYNTHESE DES CYCLES ANNUELS DES FLUX D'ENERGIE ET DU DEBIT DE FONTE

Cette partie résume les variations au cours du cycle annuel des flux d'énergie et du débit de fonte du glacier du Zongo, déduites des analyses des variables climatiques et des résultats de simulations de la fusion. La référence est l'année hydrologique 1999-2000.

De septembre à fin décembre, lors de l'amorçage progressif de la saison des pluies, les précipitations ne sont pas très fréquentes et la ligne de neige est haute, entraînant un faible albédo. L'éclairement solaire proche du maximum du solstice d'été (décembre) cause une fusion intense de la glace, entraînant les plus forts débits de l'année.

De janvier à mars, les nuages et les chutes de neige sont les plus fréquents de l'année, c'est le « cœur » de la saison des pluies. L'émission thermique des nuages maintient une fusion assez élevée malgré l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire et le fort albédo de la neige fraîche.

A la fin du mois d'avril, la fin brutale des précipitations entraîne une remontée de la ligne de neige. La baisse d'albédo augmente l'énergie solaire disponible en surface du glacier malgré l'approche du solstice d'hiver (juin), compensant la baisse d'émission thermique de l'atmosphère, et le débit ne diminue pas par rapport aux valeurs de saison des pluies.

Ainsi, le débit reste élevé en raison de l'alternance de la fusion de la glace par rayonnement solaire, en période sèche, avec la fusion de la neige par rayonnement thermique, lorsque les chutes de neige et les nuages convectifs bas sont fréquents. Ce balancement de l'énergie de fusion se retrouve à plusieurs échelles, tel « l'amorçage progressif de la saison des pluies », de septembre à décembre, plus sec que le « cœur » de la saison des pluies de janvier à mars, telle l'alternance au sein de la saison des pluies de périodes de 5 à 10 jours de conditions sèches et humides (chapitre III.3).

En début d'année hydrologique, le cycle diurne marqué de la fusion de la glace est caractéristique de la fusion par rayonnement solaire et du faible temps d'écoulement de l'eau de fonte jusqu'à l'exutoire. Lorsque les chutes de neige sont fréquentes, une part importante du débit provient de la fusion de la neige qui recouvre temporairement la zone d'ablation. Le cycle diurne est atténué par la contribution du rayonnement thermique à la fusion et par le délai d'écoulement dans la neige.

La fusion de neige en zone d'accumulation peut fournir beaucoup d'eau tout au long de la période d'ablation, contribuant à un fort débit de base.

Une forte chute de neige recouvrant tout le glacier à l'époque la plus froide de l'année (juin) provoque une diminution brutale du débit par effet d'albédo. Au cours de la saison sèche de juin à août, le débit reste faible en raison surtout des pertes radiatives thermiques de la surface en journée et du fort refroidissement nocturne du glacier, mais aussi en raison de la sublimation de la glace. Les deux premiers facteurs sont dus à la faible émission thermique de l'atmosphère non nuageuse, raréfiée à très haute altitude. L'augmentation de la sublimation est causée par un assèchement de l'air et surtout par l'augmentation du vent catabatique lorsque le ciel est clair.

Les différences de propriétés entre les nuages de saison sèche (hiver) causés par les perturbations extratropicales et les nuages bas de saison des pluies (été) associés à une convection locale peuvent expliquer que la faible émission thermique des nuages de saison sèche ne compense plus l'atténuation du rayonnement solaire lors des précipitations d'hiver (chapitre VI.3.5.b).

La figure VII.1 montre les relations entre le débit de fonte et la durée de la fusion dans le cycle nycthéméral. Les valeurs ont été lissées afin d'éliminer le délai d'écoulement de la surface du glacier jusqu'à l'exutoire (paragraphe VI.3.3). Lors d'un cycle avec peu de nuages, la fusion provient de l'énergie solaire et dure moins de 12 heures en raison du fort refroidissement nocturne de la surface. Par temps couvert, l'émission thermique des nuages maintient la température de la surface proche de 0°C durant la nuit.

La figure VII.1 illustre les différentes périodes de l'année :

- Les faibles débits de saison sèche associés à une courte durée de la fusion.
- A partir de l'équinoxe de septembre, l'apport d'énergie solaire est suffisant pour que le bilan d'énergie se maintienne positif. Le débit croît avec l'augmentation de la durée de fusion, atteignant un maximum lorsque le rayonnement solaire des journées sans nuages causent une fusion intense pendant 10 à 12 heures par jour.
- Après l'installation de la saison des pluies vers le solstice d'été, associé à la position la plus australe de la zone de convergence intertropicale (chapitre III.3), la présence quasi permanente des nuages maintient la surface proche des conditions de fusion et le débit reste élevé.

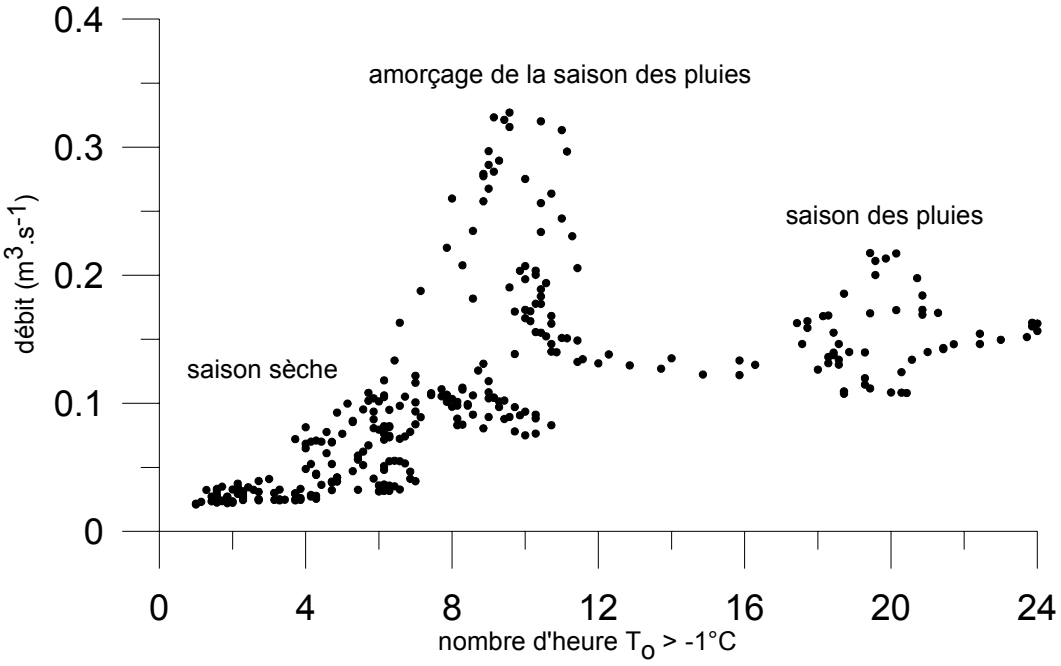


Figure VII.1 : représentation du débit journalier selon le nombre d'heures dans la journée où la température de surface à 5050 m (SMA1) dépasse –1°C. Moyennes glissantes centrées sur 7 jours au cours de l'année 1999-2000

L'ablation annuelle dépend fortement de la date d'arrivée de la saison des pluies qui interrompt une période d'augmentation rapide du débit de fonte. Au cours des 8 années documentées, le débit augmente fortement de septembre à décembre puis diminue progressivement jusqu'à un minimum en fin d'année hydrologique (figure II.2). L'arrivée tardive de la saison des pluies 1997-1998 associée à un fort événement « El Niño » entraîne un maximum de débit, environ deux fois plus fort que les autres années, centré sur les mois de décembre à février.

Les nuages, directement reliés aux flux radiatifs de grande longueur d'onde, rythment les variations saisonnières de chacun des flux d'énergie en surface du glacier. Ainsi, si le débit devait être estimé à partir d'un seul flux d'énergie, ce serait certainement un des flux radiatifs Rl↓ ou Rl↑ qui sont bien corrélés entre eux et ont une bonne représentativité spatiale à l'échelle du glacier.

« Pour voir loin, il faut y regarder de près »
Pierre Dac

VIII CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

L'étude du glacier du Zongo, en Bolivie, a permis une meilleure compréhension des processus de fusion des glaciers tropicaux. L'effet du climat sur le débit de fonte a été étudié par application d'un modèle de bilan d'énergie distribué. La fusion a été calculée à partir de l'analyse des flux d'énergie en haute montagne tropicale. Les flux d'énergie ont été mesurés par des stations de micrométéorologie sur le glacier. L'interprétation des mesures est limitée par la précision des capteurs que nous nous sommes attachés à estimer.

L'étude des causes climatiques de la fusion nécessite une approche globale des incertitudes de mesures et de modélisation qui conditionnent la perception des phénomènes, ainsi que des processus physiques contrôlant les différents termes du bilan de masse. La comparaison entre différentes méthodes (glaciologique, hydrologique et énergétique) permet d'estimer les erreurs sur le bilan de masse. Les processus d'accumulation et d'ablation doivent être traités ensemble car ils ont lieu en même temps sur les glaciers tropicaux. La simulation à un pas de temps horaire des flux d'énergie en chaque maille du glacier est limitée par la difficulté de la mesure des chutes de neige.

L'albédo, principal facteur de variation du bilan d'énergie, dépend des chutes de neige qui recouvrent temporairement la surface en fusion. Le développement d'une méthode de mesure des chutes de neige, à un pas de temps de 3 heures, par une sonde à ultrasons a permis de caractériser les variations des précipitations sur le glacier au cours des cycles nycthéméraux et annuels, en relation avec le contexte climatique.
Le climat du glacier du Zongo est marqué par une circulation atmosphérique locale de vent faible (de l'ordre de 2 $m.s^{-1}$ en moyenne) avec l'alternance tout au long de l'année d'un vent de vallée la journée et d'un vent de glacier la nuit. Les masses d'air humides proviennent du bassin amazonien et produisent des précipitations par effet orographique en milieu de journée dans les vallées andines, puis dans l'après-midi en haute montagne. En saison des pluies, la circulation atmosphérique d'échelle continentale cause

l'alternance sur 5 à 10 jours de conditions sèches et humides, ces dernières produisant des fortes chutes de neige nocturnes sur le glacier.
En raison de températures proches de 0°C, la densité de la neige fraîche est élevée en saison des pluies (de l'ordre de 0.25), et la neige est en fusion dès sa chute. La densité élevée de la neige et le vent faible empêchent le déplacement de la neige par le vent, qui est la principale cause de variation de l'accumulation sur les glaciers des plus hautes latitudes. L'accumulation sur les glaciers tropicaux est caractérisée par une répartition assez uniforme.
Les comparaisons entre les pluviomètres sur et hors du glacier, les carottages en zone d'accumulation et la fusion à la ligne d'équilibre mettent en évidence une sous-estimation de 20 à 50 % des précipitations par les pluviomètres. Le biais causé sur le bilan hydrologique suffit à expliquer la différence avec le bilan glaciologique. Les incertitudes sur le bilan de masse sont fortes (bilan hydrologique sous-estimé, précision du bilan glaciologique au mieux de ± 400 mm d'eau par an), et bien supérieures aux pertes par sublimation qui doivent être estimées par l'étude des flux d'énergie.

Le bilan d'énergie est dominé par les flux radiatifs. L'erreur sur la mesure directe de la radiation nette est forte et est essentiellement liée à des variations de la sensibilité des capteurs selon le domaine spectral. Chaque flux radiatif doit être mesuré et analysé séparément.

L'éclairement solaire potentiel varie peu au cours de l'année à la latitude 16°S du glacier. Les variations de l'énergie solaire absorbée en surface sont contrôlées par l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire, assez uniforme dans la zone d'ablation, et par l'albédo de surface qui, par contre, a une très faible représentativité spatiale. L'accent a été mis dans cette thèse sur l'analyse des causes des variations temporelles de l'albédo afin de simuler ses variations spatiales.
Deux types d'erreur perturbent les mesures d'albédo : le dépôt de neige sur les capteurs en saison des pluies et la pente de la surface légèrement orientée vers l'est alors que les capteurs sont positionnés horizontalement. L'effet de pente entraîne une baisse diurne artificielle de l'albédo par ciel clair. Nous avons proposé une méthode de correction géométrique selon les combinaisons des pentes et des orientations dues aux irrégularités de la surface de plusieurs mètres carrés « vue » par les capteurs hémisphériques. Une erreur de quelques degrés sur l'inclinaison ou d'une dizaine de degrés sur l'orientation de la pente locale a une incidence sur la mesure de l'albédo. Si la topographie n'est pas connue avec une précision décimétrique, l'albédo journalier doit être calculé selon les

mesures autour du midi solaire ou selon le rapport des énergies totales réfléchie et incidente au cours de la journée.
En saison sèche, les variations diurnes de l'albédo, corrigées de l'effet de pente, sont liées au cycle de l'angle zénithal solaire. En saison des pluies, la transformation rapide de la neige cause une forte décroissance de l'albédo, alors que les nuages entraînent une légère augmentation de celui-ci par effet spectral.
Des mesures de réflectances spectrales ont mis en évidence la diminution de l'albédo par les poussières contenues dans la neige du glacier du Zongo. L'influence des poussières sur le bilan radiatif des glaciers tropicaux reste à quantifier plus précisément, alors que les sources de poussières sont proches et les précipitations sont faibles. Davantage de mesures, réparties dans l'année, des concentrations de poussières dans la neige, en relation avec des mesures radiatives, sont nécessaires pour une étude complète des facteurs de diminution de l'albédo.

Les flux radiatifs de grande longueur d'onde sont directement liés aux nuages. Les erreurs de mesures proviennent essentiellement des interférences du rayonnement solaire, la précision étant au mieux de $\pm$ 10 %. Les nuages convectifs bas causent un fort éclairement en saison des pluies qui contraste avec la très faible émission, en raison de la haute altitude, de l'atmosphère sèche d'hiver.
En saison des pluies, l'émission radiative de la surface est à une température toujours proche de la fusion. En saison sèche, la fusion ne dure que quelques heures par jour et la température de surface atteint –10 à –15°C lors des nuits sans nuage.
Les glaciers tropicaux sont caractérisés par une saisonnalité marquée du bilan radiatif thermique : presque nul en saison des pluies, il représente en saison sèche une forte perte d'énergie, maximale en journée. Les pertes radiatives réduisent l'énergie disponible pour la fusion en journée et contribuent à l'accumulation de frigories nocturnes sous la surface.

L'incertitude sur la mesure des flux turbulents est forte et difficile à quantifier. Une source d'erreur est la localisation incorrecte des instruments par rapport à la couche de surface qui peut être de très faible hauteur. La nuit, toute l'année, et la journée, en saison sèche, le vent de glacier cause une divergence de la quantité de mouvement horizontale. Par ailleurs, fréquemment en début d'après midi, un maximum de température (la « couche chaude ») induit une divergence de chaleur sensible. L'erreur due à la faible hauteur du maximum de vent de glacier est forte car elle intervient lorsque la turbulence est accentuée par les vents les plus forts. Par contre, l'erreur due à la couche chaude intervient plutôt lorsque les échanges turbulents sont réduits.

En saison des pluies, les flux turbulents sont faibles : le vent est faible et l'humidité de l'air limite la sublimation. En saison sèche, la perte d'énergie en chaleur latente (sublimation) dépasse l'apport en chaleur sensible, contribuant à réduire la fusion.
La mesure est d'autant plus précise que le flux est fort. Ainsi, une étude des conditions climatiques associées à la formation des pénitents, observés certaines années sur le glacier du Zongo, serait utile pour estimer les coefficients d'échanges turbulents en milieu tropical.

L'analyse des flux d'énergie a permis d'expliquer pourquoi la température de l'air est un mauvais indice de la fusion des glaciers tropicaux. Le flux de chaleur sensible est peu important en raison du faible vent, des faibles variations thermiques et de la faible densité de l'air à haute altitude. Ce sont les flux radiatifs, mal corrélés à la température, qui contrôlent l'intensité et la variabilité du bilan d'énergie. Les glaciers tropicaux ne semblent pas satisfaire les conditions d'application des modèles statistiques « degré-jour », pourtant utilisés sur la plupart des glaciers du monde pour quantifier les effets du réchauffement atmosphérique.

La nature « physique » du modèle de bilan d'énergie développé par Hock [1998] sur le glacier suédois Storglaciären a permis de l'adapter aux spécificités climatiques de la haute montagne tropicale. La principale modification a concerné l'albédo dont les erreurs de calcul ont une grande incidence sur la fusion par effet de rétroaction positive. La fusion rapide des chutes de neige de saison des pluies entraîne une variation continuelle de la surface entre la glace et la neige, causant des changements considérables de l'énergie solaire absorbée. Cette caractéristique des glaciers tropicaux amène à indexer l'albédo selon la hauteur de neige, quand elle est faible, afin de rendre compte de la pénétration dans la neige du rayonnement solaire. De même, l'augmentation d'albédo est considérée proportionnelle à l'intensité de la chute de neige.

Les conditions de saison des pluies, surface toujours en fusion et bilan d'énergie dominé par la radiation, sont favorables à la simulation de la fusion par le modèle de Hock [1998]. Néanmoins, l'examen de différentes variables de sorties, telles que l'albédo ou la position de la ligne de neige, met en évidence deux biais opposés du modèle :

- l'albédo de la neige tend à être surestimé, entraînant une sous-estimation de la fusion. L'erreur peut provenir des paramètres et/ou de la mesure des précipitations. Il serait intéressant de comparer les hauteurs de neige mesurées par la sonde à ultrasons avec les mesures d'un pluviomètre à alcool installé en février 2002 à proximité du glacier

du Zongo (programme PNRH « Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales » dirigé par P. Chevallier) ;

- les processus de rétention par capillarité et de regel de l'eau de fusion dans le névé ne sont pas représentés dans le modèle de flux d'énergie en surface, ce qui entraîne un débit de base trop fort.

Le modèle de Hock [1998], comme la plupart des modèles de bilan d'énergie (ex. Wagnon [1999] sur le glacier du Zongo), ne calcule pas le flux de conduction de chaleur dans la glace. Or, cette simplification n'est pas valide en saison sèche en raison du fort refroidissement nocturne de la glace. En particulier, la baisse nocturne de la température de surface est surestimée car la chaleur provenant du refroidissement de la glace n'est pas prise en compte. L'erreur affecte les calculs des flux turbulents, de la radiation thermique émise par la surface et de l'énergie disponible pour la fusion après compensation du stock de froid nocturne. Il est nécessaire de mieux observer les gradients de température sous la surface (au moins la nuit pour éviter les perturbations du rayonnement solaire) et les processus de fusion et de regel dans le névé (mesures de la teneur en eau liquide par exemple).

L'analyse des flux d'énergie et des résultats du modèle de Hock [1998] a permis une description, résumée dans la partie VII, du cycle annuel de la fusion des glaciers des tropiques externes. On montre le rôle clé des variations saisonnières des flux radiatifs thermiques. Des mesures par satellite de l'émission radiative thermique du glacier pourraient être reliées au débit de fonte.
Il serait intéressant de vérifier que l'alternance entre la fusion de la glace par rayonnement solaire et la fusion de la neige par rayonnement thermique intervient aussi sur les glaciers des tropiques humides, dont le climat est similaire à celui de la saison des pluies des tropiques externes.

L'étude des propriétés des masses d'air d'échelle moyenne (1-10 km) est un complément nécessaire aux études de micrométéorologie. Cette approche a permis dans la thèse une première caractérisation des systèmes de précipitations par analyse des régimes de vent. En continuité, une étude plus détaillée du vent de glacier (hauteurs du vent maximum et de la couche d'inversion, variabilité le long du glacier…) doit permettre une meilleure connaissance des coefficients de diffusion turbulente et des variations des paramètres climatiques tels que le vent, la température et l'humidité de l'air, ou l'éclairement de grande longueur d'onde.

Le vent de vallée doit, lui aussi, être mieux étudié afin de quantifier l'advection d'air chaud dans les zones proches du bord du glacier.
Les méthodes préconisées sont (i) la comparaison entre des mesures dans et hors de l'influence thermique du glacier, (ii) des mesures des profils verticaux du vent, de la température et de l'humidité au moins jusqu'au maximum de vent catabatique (i. e. au-delà de 2 m de hauteur), et (iii) la comparaison entre des stations climatiques placées à différentes distances du bord du glacier.

Une plus grande attention doit être portée aux systèmes de précipitations (ex. suivi des nuages par observations des satellites évoqué par Leblanc [2001] pour la vallée du Zongo). Les précipitations de saison des pluies (été) déposent souvent du grésil ou de la neige fondue sur le glacier, entraînant un albédo plus faible que celui de la neige. En raison des faibles variations thermiques, l'altitude de la limite « pluie-neige », ou « grésil-neige », est généralement considérée constante sur les glaciers tropicaux. Or, bien que faibles, les variations de cette limite concernent la partie basse du glacier où la fusion est la plus intense. On a montré qu'une forte chute de neige d'hiver réduit le débit en juin, alors que la fusion reste importante tout au long de la saison des pluies lorsque les précipitations d'été sont fréquentes.
La fusion dépend des différences de propriétés entre les nuages convectifs de saison des pluies et les nuages de plus hautes altitudes (cirrostratus, altostratus) associés aux perturbations extratropicales d'hiver. Ainsi, des chutes de neige réparties dans la journée, associées au cycle diurne de convection, n'ont pas le même effet sur l'albédo qu'une forte chute de neige nocturne, l'éclairement radiatif thermique varie selon le type de nuage etc.…

L'étape essentielle d'analyse des échanges énergétiques dans la couche de surface des glaciers tropicaux a été bien avancée par le programme GREAT ICE, alors que les liens avec la climatologie régionale n'ont été que très peu traités. S'intéressant aux causes plutôt qu'aux effets, l'étude des conditions synoptiques contrôlant l'accumulation et l'ablation, fortement liées, est nécessaire à la compréhension des réponses des glaciers tropicaux aux fluctuations climatiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aase, J. K., et S. B. Idso, A comparison of two formula types for calculating long wave radiation from the atmosphere, *Water Resources Research, 14*, 623-625, 1978.

Aceituno, P., On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface Climate , *Mon.Weather Rev., 116*, 505-524, 1988.

Aceituno, P., et A. Montecinos, Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano, *Proc. Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology, Hobart, Australia. Amer. Meteor. Soc.*, 330-331, 1993.

Aceituno, P., Elementos del Clima en el Altiplano Sudamericano, *Revista Geofisic, 44*, 37-55, 1996.

Adams, F., M. Van Craen, P. Van Espen, et D. Andreuzzi, The elemental composition of atmospheric aerosols particles at Chacaltaya, Bolivia, *Atmospheric Environment, 14*, 879-893, 1980.

Adhikary, S., K. Seko, M. Nakawo, Y. Ageta, et N. Miyazaki, Effect of surface dust on snow melt, *Bulletin of Glacier Research, 15*, 85-92 , 1997.

Ageta, Y., et K. Higuchi, Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in the Nepal Himalaya, *Geografiska Annaler, 66*(A), 249-255, 1984.

Ahlmann, H. W., Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide, *Geografiska Annaler, 6*(3-4), 223-272, 1924.

Ahlmann, H. W., *Glacier variations and climatic fluctuations,* 1ière ed., American Geographical Society, New York, 1953.

Akitaya, E., Studies of depth hoar , *Low Temp.Sci., A*(26), 1-67, 1974.

Albrecht, B., et S. K. Cox, Procedures for improving pyrgeometer performance, *Journal of Applied Meteorology, 16*, 188-197, 1977.

Allison, I., et P. D. Kruss, Estimation of recent climatic change in Irian Jaya by numerical modeling of its tropical glaciers, *Arctic and Alpine Research, 9*, 49-60, 1977.

Ambach, W., The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo, *Journal of Glaciology, 13*(67), 73-84, 1974.

Ames, A., et B. Francou, Cordillera Blanca, glaciares en la Historia, *Bulletin de l'institut français d'études andines, 24*(1), 37-64, 1995.

Andreas, E. L., A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice, *Boundary-Layer Meteorology, 38*, 159-184, 1987.

Angström, A., Uber die Gegenstrahlung der Atmosphäre, *Meteorol.Z., 33*, 529-538, 1916.

Angström, A., Der einfluss der bodenorberfläche auf das lichtklima, *Gerlands Beitr.Geoph., 34*, 123-130, 1931.

Aoki, T., M. Fukabori, A. Hachikubo, Y. Tachibana, et F. Nishio, Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface, *Journal of Geophysical Research, 105*(D8), 10,219-10,236, 2000.

Arendt, A., Approaches to modelling the surface albedo of a high Arctic glacier, *Geografiska Annaler, 81A*(4), 477-487, 1999.

Arnaud, Y., F. Muller, M. Vuille, et P. Ribstein, El Nino-Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier (Bolivia) from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and areal photography, *Journal of Geophysical Research, 106*(D16), 17,773-17,784, 2001.

Arnold, N. S., I. C. Willis, M. J. Sharp, K. S. Richards, et W. J. Lawson, A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. 1. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland, *Journal of Glaciology, 42*(140), 77-89, 1996.

Auer, A. H., *The rain versus snow threshold temperatures*, Weatherwise , 67 pp., 1974.

Barry, R. G., *Mountain Weather and Climate,* 1ière ed., 400 pp., Routledge, London , 1992.

Behrens, H., U. Löschhorn, W. Ambach, et H. Moser, Studie zum Schmelzwasser abfluss aus dem Akkumulationsgebiet eines Alpengletschers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 12*, 69-74, 1976.

Bergen, J. D., The relation of snowcover transparency to density and air permeability in a natural snow cover, *Journal of Geophysical Research, 76*, 7385-7388 , 1971.

Berthier, E., J. E. Sicart, P. Wagnon, R. Gallaire, J. P. Chazarin, P. Ribstein, B. Pouyaud, B. Francou, et H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1998-99*, 1, IRD, 93 pp., 2001a.

Berthier, E., J. E. Sicart, P. Wagnon, R. Gallaire, J. P. Chazarin, P. Ribstein, B. Pouyaud, B. Francou, et H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1999-2000*, 3, IRD, 100 pp., 2001b.

Berton, P., P. Wagnon, B. Francou, B. Pouyaud, et H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1995-96*, 55, ORSTOM, 119 pp., 1997.

Beven, K. J., Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models, *Journal of Hydrology, 105*, 157-172, 1989.

Beven, K. J., et A. Binley, The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction, *Hydrological Processes, 6*, 279-298, 1992.

Bintanja, R., et M. Van den Broeke , The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice, *Journal of Applied Meteorology, 34*(4), 902-926, 1995.

Bintanja, R., et M. Van den Broeke , The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in Antarctica and Greenland in summer, *International Journal of Climatology, 16*, 1281-1296, 1996.

Bintanja, R., S. Jonsson, et W. Knap, The annual cycle of the surface energy balance of Antarctic blue ice, *Journal of Geophysical Research, 102*, 1862-1881, 1997.

Bintanja, R., et C. H. Reijmer, Meteorological conditions over Antarctic blue-ice areas and their influence on the local surface mass balance, *Journal of Glaciology, 47*(156), 37-50, 2001.

Blöschl, G., The influence of uncertainty in air temperature and albedo on snowmelt, *Nordic Hydrology, 22*, 95-108, 1991.

Bohren, C. F., et B. R. Barkstrom, Theory of the Optical Properties of Snow, *Journal of Geophysical Research, 79*(30), 4527- 4535, 1974.

Bossolasco, M., et I. Dagnino, Densité de la neige et température de l'air, *La météo, 4*(45-46), 207-211, 1957.

Braithwaite, R. J., On glacier energy balance, ablation, and air temperature, *Journal of Glaciology, 27*(97), 381-391, 1981.

Braithwaite, R. J., et O. B. Olesen, Response of the energy balance on the margin of the Greenland ice sheet to temperature changes, *Journal of Glaciology, 36*(123), 217-221, 1990.

Braithwaite, R. J., Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet, *Journal of Glaciology, 41*(139), 562-571, 1995a.

Braithwaite, R. J., Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling, *Journal of Glaciology, 41*(137), 153-160, 1995b.

Braithwaite, R. J., T. Konzelmann, C. Marty, et O. B. Olesen, Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for climate studies, *Journal of Glaciology, 44*(148), 583-588, 1998.

Braithwaite, R. J., et Y. Zhang, Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes, *Geografiska Annaler, 81A*(4), 489-496, 1999.

Braun, L., M. Aellen, M. Funk, R. Hock, M. B. Rohrer, U. Steinegger, G. Kappenberg, et H. Müller-Lemans, Applications of a conceptual precipitation-runoff model in the Langtang Khola basin, Nepal Himalaya, *IAHS, 218*, 221-237, 1994.

Brock, B. W., I. C. Willis, et M. J. Sharp, Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland, *Journal of Glaciology, 46*(155), 675-688, 2000.

Broecker, W. S., Was the Medieval Warm Period Global?, *Science, 23*(291), 1497 -1499, 2001.

Brugman, M. M., Scale dependant albedo variations and runoff from a glacierized alpine basin, *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, 61-71, 1991.

Brun, E., P. David, M. Sudul, et G. Brunot, A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology, 38*(128), 13-22, 1992.

Brunt, D., Notes on radiation in the atmosphere, *Q.J.R.Meteorol.Soc., 58*, 389-418, 1932.

Brutsaert, W., On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Resources Research, 11*(5), 742-744, 1975.

Brutsaert, W., *Evaporation into the atmosphere, theory, History and Applications,* 1ière ed., 299 pp., Kluwer , Dordrecht, 1982.

Caballero, Y., *Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale*, thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 198 pp., 2001.

Campbell Scientific, *05103-5 Wind Monitor*, 12 pp., 1993.

Campbell Scientific, *UDG01 Ultrasonic Depth Gauge, User Guide*, 17 pp., 1993.

Campbell Scientific, *Q7 Net Radiometer. User Guide*, 11 pp., 1994.

Campbell Scientific, *NR-Lite Net radiometer. User Guide*, 12 pp., 1998.

Campbell Scientific, *HMP45C Temperature and Relative Humidity Probe*, 10 pp., 1998.

Carlson, R. W., T. Arakelian, et W. D. Smythe, Spectral reflectance of Antarctic snow: "Ground truth" and spacecraft measurements, *Antarctic Journal U.S., 27*, 296-298, 1992.

Carroll, J. J., et B. W. Fitch, Effects of solar elevation and cloudiness on snow albedo at the South Pole, *Journal of Geophysical Research, 86*, 5271-5276, 1981.

de la Casinière, A. C., Heat exchange over a melting snow surface, *Journal of Glaciology, 13*(67), 55-72, 1974.

Chylek, P., V. Ramaswamy, et V. Srivastava, Albedo of soot-contaminated snow, *Journal of Geophysical Research, 88*, 10,837-10,843, 1983.

Cline, D. W., Effect of Seasonality of Snow Accumulation and Melt on Snow Surface Energy Exchanges at a Continental Alpine Site, *Journal of Applied Meteorology, 36*, 32-1997.

Cline, D. W., R. C. Bales, et J. Dozier, Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling, *Water Resources Research, 34*(5), 1275-1285, 1998.

Clouet, J., *Mesures pluviométriques et glaciologiques sur le glacier Zongo (Bolivie)*, mémoire de maîtrise, Université Paris VII, 19 pp., 2001.

Cogley, J. G., et W. P. Adams, Mass balance of glaciers other than ice sheets, *Journal of Glaciology, 44*(147), 315-325, 1998.

Colbeck, S. C., A theory of water percolation in snow, *Journal of Glaciology, 11*(63), 369-385, 1972.

Colbeck, S. C., An overview of seasonal snow metamorphism, *Reviews of Geophysics and Space Physics, 20*(1), 45-61, 1982.

Collares-Pereira, M., et A. Rabl, The average distribution of solar radiation_correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values, *Solar Energy, 22*, 155-164, 1979.

Conturie, L., *Acoustique appliquée,* 1ière ed., 239 pp., Eyrolles, Paris, 1954.

Cornway, H., A. Gades, et C. F. Raymond, Albedo of dirty snow during conditions of melt, *Water Resources Research, 32*(6), 1713-1718, 1996.

Crawford, T. M., et C. E. Duchon, An Improved Parametrization for Estimating Atmospheric Emissivity for Use in Calculating Daytime Downwelling Longwave Radiation, *Journal of Applied Meteorology, 38*, 474-480, 1999.

Culf, A. D., et J. H. C. Gash, Longwave radiation from clear skies in Niger : A comparison of observations with simple formulas, *Journal of Applied Meteorology, 32*, 539-547, 1993.

Cutler, P., et D. S. Munro, Visible and near-infrared reflectivity during the ablation period on Peyto Glacier, Alberta, Canada, *Journal of Glaciology, 42*(141), 333-340, 1996.

Dagnelie, P., *Théorie et méthodes statistiques. Applications agronomiques. Volume II,* 1ière ed., 463 pp., Les presses agronomiques de Gembloux, Gembloux (Belgique), 1975.

Deacon, E. L., The derivation of Swinbank's long-wave radiation formula, *Q.J.R.Meteorol.Soc., 96*, 313-319, 1970.

Deadorff, J. W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with an inclusion of a layer of vegetation, *Journal of Geophysical Research, 83*, 1889-1903, 1978.

Denby, B., et W. Greuell, The use of bulk and profile methods for determining surface heat fluxes in the presence of glacier winds, *Journal of Glaciology, 46*(154), 445-452, 2000.

Dingman, L., *Physical hydrology,* 1ière ed., 575 pp., Prentice Hall, New York, 1994.

Dirmhirn, I., et F. D. Eaton, Some characteristics of the Albedo of Snow, *Journal of Applied Meteorology, 14*, 375-379, 1975.

Dozier, J., A clear-Sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain, *Water Resources Research, 16*(4), 709-718 , 1980.

Dozier, J., et S. G. Warren, Effect of Viewing Angle on the Infrared Brightness Temperature of Snow, *Water Resources Research, 18*(5), 1424-1434, 1982.

Dozier, J., Recent Research in Snow Hydrology, *Reviews of Geophysics, 25*(2), 153-161, 1987.

Dozier, J., et J. Frew, Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28*(5), 963-969, 1990.

Duguay, C. R., Radiation modeling in mountainous terrain review and status, *Mountain Research and Development, 13*(4), 339-357, 1993.

Durot, K., *Modélisation hydrologique distribuée du bassin versant nivo-pluvial de Sarennes. Validation des données d'entrées et dévelopement d'un module de fonte nivale sous forêt*, thèse de doctorat, Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement, UJF, 332 pp., 1999.

Duynkerke, P., et M. Van den Broeke, Surface energy balance and katabatic flow over glacier and tundra during GIMEX-91, *Global Planetary Change, 9*(1-2), 17-28, 1994.

Dyer, A. J., The adjustment of profiles and eddy fluxes, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Societ, 89*, 276-280, 1963.

Dyer, A. J., A review of flux-profile relationships, *Boundary-Layer Meteorology, 7*, 363-372, 1974.

Ellingson, R. G., J. Ellis, et S. Fels, The Intercomparison of Radiation codes Used in Climate Models : Long Wave Results, *Journal of Geophysical Research, 96*(D5), 8929-8953, 1991.

Enz, J. W., J. C. Klink, et D. G. Baker, Solar radiation effects on pyrgeometer performance, *Journal of Applied Meteorology, 14*, 1297-1302, 1975.

Escher-Vetter, H., Energy balance calculations from five years meteorological records at Vernagtfener, Oetztal Alps, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21*, 397-402, 1985.

Field, R. T., L. J. Fritschen, E. T. Kanemasu, E. A. Smith, J. B. Steward, S. B. Verma, et W. P. Kustas, Calibration, comparison, and correction of net radiation instruments used during FIFE, *Journal of Geophysical Research, 97*, 18681-18695, 1992.

Flohn, H.,.Contribution to a comparative meteorology of mountain areas, in *Arctic and Alpine Environments*, edité par Ives, J. D. et Barry, R. G., pp. 55-71, Methuen, London, 1974.

Francou, B., et L. Pizarro, El Nino y la sequia en los altos Andes centrales (Peru y Bolivia), *Bulletin de l'institut français d'études andines, 14*(2), 1-18, 1985.

Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia, et E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *Journal of Glaciology, 41*(137), 61-67, 1995.

Francou, B., P. Ribstein, et B. Pouyaud, La fonte des glaciers tropicaux, *La Recherche, 302*, 34-37, 1997.

Fröhlich, C., Changes of total solar irradiance, *Geophysical Monograph, 75*(15), 123-129, 1993.

Fujita, K., et Y. Ageta, Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model, *Journal of Glaciology, 46*(153), 244-252, 2000.

Funk, J. P., Improved polyethylene-shielded net radiometer, *J.Sci.Instrum., 36*, 267-270, 1959.

Funk, M., R. Morelli, et W. Stahel, Mass balance of Griesgletscher 1961-1994: different methods of determination, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 33*(1), 41-56, 1997.

Garratt, J. R., *The atmospheric boundary layer,* 2nd ed., 316 pp., Cambridge University Press, Cambridge, New York, 1992.

Garreaud, R. D., et J. M. Wallace, The diurnal march of convective cloudiness over the Americas, *Monthly Weather Review, 125*, 3157-3171, 1997.

Garreaud, R. D., Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes, *Monthly Weather Review, 127*, 901-921, 1999.

Garstang, M., et D. R. Fitzjarrald , *Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics,* 1ière ed., 405 pp., Oxford University Press, Oxford, 1999.

Geiger, R., *Das Klima der boden nahen Luftschift,* 1ière ed., Fiedrich Viewag and Sohn, 1927.

Geiger, R., *The Climate Near the Ground,* 4ième ed., 611 pp., Havard Univ. Press, Havard, 1966.

Giddings, J. C., et E. R. LaChapelle, Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow, *Journal of Geophysical Research, 66*(1), 181-189, 1961.

Gineste, P., *Contribution de l'imagerie satellitaire radar ERS à la détection des zones saturées et à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant agricole par Topmodel*, thèse de doctorat, Laboratoire Commun de Télédétection CEMAGREF-ENGREF, Montpellier, France, 224 pp., 1998.

Glendinning, J. H. G., et E. M. Morris, Incorporation of spectral and directional radiative transfer in a snow model, *Hydrological Processes,* (13)1761, 1999.

Goodison, B. E., Ferguson, H. L., et McKay, G. A.,.Measurement and data analysis, in *Handbook of snow*, edité par Gray, D. M. et Male, D. H., pp. 191-274, New York, 1981.

Goodison, B. E., J. R. Metcalfe, et R. A. Wilson, development and performance of a canadian automatic snow depth sensor, *Proc. WMO Technical Conference, Leipzig, German Democratic Republic*, 1-8, 1988.

Goodison, B. E., P. Y. T. Louie, et D. Yang, *WMO solid precipitation measurement intercomparison, final report*, 67, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 212 pp., 1998.

Grainger, M. E., et H. Lister, Wind speed, stability and eddy viscosity over melting ice surfaces, *Journal of Glaciology, 6*(43), 101-127, 1966.

Granger, R. J., et D. H. Male, Melting of a prairie snowpack, *Journal of Applied Meteorology, 17*(12), 1833-1842, 1978.

Granger, R. J., et D. M. Gray, A Net Radiation Model for Calculating Daily Snowmelt in Open Environments, *Nordic Hydrology, 21*, 217-234, 1990.

Grant, L. O., et J. O. Rhea, Elevation and meteorological controls on the density of new snow, *Adv. Concepts Tech. Study Snow Ice Resourc. Interdiscip. Symp.*, U.S. Nat. Acad. Sci., Washington, D.C., 169-181, 1974.

Gray, D. M., D. I. Norum, et G. E. Dyck, Densities of Prairie snowpacks, *Proc. 38th Annu. Meet. West. Snow Conf.*, 24-30, 1970.

Grenfell, T. C., et G. A. Maykut, The optical properties of ice and snow in the arctic Basin, *Journal of Glaciology, 18*(80), 445-463, 1977.

Grenfell, T. C., D. K Perovich, et J. A. Ogren, Spectral albedos of an alpine snowpack, *Cold Regions Science and Technology, 4*, 121-127, 1981.

Grenfell, T. C., S. G. Warren, et P. C. Mullen, Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths, *Journal of Geophysical Research, 99*(D9), 18,669-18,684, 1994.

Greuell, W., et J. Oerlemans, Sensitivity studies with mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 22*(2), 101- 124, 1986.

Greuell, W., W. Knap, et C. Smeets, Elevational changes in meteorological variables along a midlatitude glacier during summer, *Journal of Geophysical Research, 102*(D22), 25941-25954, 1997.

Greuell, W., et R. Böhm, 2 m temperatures along melting mid-latitude glaciers, and implications for the sensitivity of the mass balance to variations in temperature, *Journal of Glaciology, 44*(146), 9-20, 1998.

Gubler, H., An inexpensive remote snow-depth gauge based on ultrasonic wave reflection from the snow surface, *Journal of Glaciology, 27*(95), 157-163, 1981.

Gurnell, A. M., How many reservoirs? An analysis of flow recessions from a glacier basin, *Journal of Glaciology, 39*(132), 409-414, 1993.

Guyot, G., *Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes,* 1ière ed., 505 pp., Masson, Paris, 1997.

Halberstam, I., et J. P. Schieldge , Anomalous behaviour of the atmospheric surface layer over a melting snowpack, *Journal of Applied Meteorology, 20*, 255-265, 1981.

Halldin, S., et A. Lindroth, Errors in net radiometry: comparison and evaluation of six radiometer designs, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 9*, 762-783, 1992.

Hardy, D. R., M. Vuille, C. Braun, F. Keimig, et R. S. Bradley, Annual and Daily Meteorological Cycles at High Altitude on a Tropical Mountain, *Bulletin of the American Meteorological Society, 79*(9), 1899-1913, 1998.

Harris, R. E., et A. C. Carder, Rain and snow gauge comparisons, *Canadian Journal of Earth Sciences, 11*, 557-564, 1974.

Hastenrath, S., Rainfall distribution and regime in central America, *Arch. Meteorol.Geophys. Bioklimatol. Ser.B, 15*, 201-241, 1967.

Hastenrath, S., Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes, *Journal of Glaciology, 20*(82), 85-97, 1978.

Hastenrath, S., et J. K. Patnaik, Radiation measurements at Lewis Glacier, Mount Kenya, Kenya, *Journal of Glaciology, 25*(93), 439-444, 1980.

Hastenrath, S., *The glaciation of the Equatorian Andes,* 1ière ed., 166 pp., Balkema, Rotterdam, 1981.

Hastenrath, S., *The glaciers of Equatorial East Africa,* 1ière ed., 353 pp., Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1984.

Hastenrath, S., et P. D. Kruss, The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers, part II: sloping versus horizontal surfaces, *Journal of Climatology, 8*, 629-639, 1988.

Hastenrath, S., *Climate Dynamics of the Tropics,* 1ière ed., 488 pp., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1991.

Hastenrath, S., et P. D. Kruss, The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing, *Annals of Glaciology , 16*, 127-133, 1992.

Hastenrath, S., et A. Ames, Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century, *Journal of Glaciology, 41*(137), 191-196, 1995.

Hastenrath, S., Glacier recession on mount Kenya in the context of the global tropics, *Bulletin de l'institut français d'études andines, 24*(3), 633-638, 1995.

Hastenrath, S., et A. Ames, Diagnosing the imbalance of Yanamarev Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, *Journal of Geophysical Research , 100*(D3), 5105-5112, 1995.

Hastenrath, S., Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas, *Journal of Geophysical Research, 102*(D4), 4,267-4,274, 1997.

Hay, J. E., et B. B. Fitzharris, A comparison of the energy-balance and bulk-aerodynamic approaches for estimating glacier melt, *Journal of Glaciology, 34*(117), 145-153, 1988.

Higuchi, K., et A. Nagoshi, Effect of particulate matter in surface snow layers on the albedo of the perennial snow patches, *Isotopes and Impurities in Snow and Ice, IAHS, 118*, 95-97, 1977.

Hock, R., *Modelling of glacier melt and discharge*, thèse de doctorat, ETH Geographisches Institut, Zurich, 126 pp., 1998.

Hock, R., A distributed temperature index ice and snow melt model including potential direct solar radiation, *Journal of Glaciology, 45*(149), 101- 111, 1999.

Hock, R., et H. Jensen, Application of kriging interpolation for glacier mass balance computations, *Geografiska Annaler, 81A*(4), 611-619, 1999.

Hogg, I. G. G., J. G. Paren, et R. J. Timmis, Summer heat and ice balances on Hodges Glacier, South Georgia, Falklands Islands Dependencies, *Journal of Glaciology, 28*(99), 221-238, 1982.

Hoinkes, H. C., Measurements of ablation and heat balance on alpine glaciers, *Journal of Glaciology, 2*(17), 497-501, 1955a.

Hoinkes, H. C., Beiträge zur Kenntnis des Gletscherwindes, *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser.B, 6*, 36-53, 1955b.

Hoinkes, H. C., Studies of solar radiation and albedo in the Antarctic, *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., B10*, 175-181, 1961.

Hope, G. S., J. A. Peter, I. Allison, et U. Radok, *The equatorial glaciers of New Guinea. The results of the 1971-1973 Australian Universities' Expeditions to Irian Jaya: survey, glaciology, meteorology, biology and paleoenvironments,* 1ière ed., 244 pp., Balkema, Rotterdam, 1976.

Hubley, R. C., Measurements of diurnal variations in snow albedo on Lemon Creek Glacier, Alaska, *Journal of Glaciology, 2*(18), 560-563, 1954.

Idso, S. B., et R. D. Jackson, Thermal radiation from the atmosphere, *Journal of Geophysical Research, 74*, 5397-5403, 1969.

Idso, S. B., et B. L. Blad, The effect of air temperature upon net and solar radiation relations, *Journal of Applied Meteorology, 10*, 604-605, 1971.

Idso, S. B., Systematic deviations of clear atmospheric thermal radiation from predictions of empirical formulae, *Q.J.R. Meteorol. Soc., 98*, 399-401, 1972.

Idso, S. B., A set of equations for full spectrum and 8- to 14-microm and 10.5- to 12.5-microm thermal radiation from cloud-less skies, *Water Resources Research, 17*(2), 295-304, 1981.

Jackson, B. S., et J. J. Carroll, Aerodynamic Roughness as a Function of Wind Direction over Asymmetric Surface Elements, *Boundary-Layer Meteorology, 14*, 323-330, 1978.

Johanneson, T., O. Sigurdsson, T. Laumann, et M. Kennett, Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland, *Journal of Glaciology, 41*(138), 345-358, 1995.

Jomelli, V., Y. Caballero, P. Chevallier, et P. Ribstein, Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains, Cordillera Rea, Bolivia, *Catena,* 2002, sous presse.

Jonsson, S., Local climate and mass balance of a blue-ice area in western Dronning Maud Land, Antarctica, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 26*(1), 11-29, 1990.

Jordan, E., *Die Gletscher des Bolivianieschen Anden,* 1ière ed., 397 pp., Franz Steiner Verlag, Stuttgart, 1991.

Kaser, G., A. Ames, et M. Zamora, Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Annals of Glaciology, 14*, 136-140, 1990.

Kaser, G., et B. Noggler, Observations on Speke Glacier, Ruwenzori Range, Uganda, *Journal of Glaciology, 37*(127), 313-318, 1991.

Kaser, G., S. Hastenrath, et A. Ames, Mass balance profiles on tropical glaciers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32*, 75-81, 1996a.

Kaser, G., C. Georges, et A. Ames, Modern glacier fluctuations in the Huascaran-Chopicalqui massif of the Cordillera Blanca, Peru, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32*, 91-99, 1996b.

Kaser, G., *Gletscher in den Tropen, ein Beitrag zur Geographie der tropischen Hochgebirge*, thèse de doctorat, Habilitationsshrift, Naturwiss. Fak. der Univ. Innsbruck, Austria, 254 pp., 1996.

Kaser, G., Glacier-climate interaction at low latitudes, *Journal of Glaciology, 47*(157), 195-204, 2001.

Kimball, B. A., S. B. Idso, et J. K. Aase, A model of thermal radiation from partly cloudy and overcast skies, *Water Resources Research, 18*(4), 931-936, 1982.

Kipp&Zonen, *Instruction manual CNR1 net-radiometer*, 42 pp., 1995.

Kirnbauer, R., G. Blöschl, et D. Gutknecht, Entering the era of distributed snow models, *Nordic Hydrology, 25*, 1-24, 1994.

Klein, S. A., B. J. Soden, et N. C. Lau, Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge, *Journal of Climate, 12*, 917-932, 1999.

Knap, W., et C. H. Reijmer, Anisotropy of the reflected radiation file over melting glacier ice: measurements in Lansat-TM bands 2 and 4, *Remote Sensing of Environment, 65*, 93-104, 1998.

Kohshima, S., K. Seko, et Y. Yoshimura, Biotic acceleration of glacier melting in Yala Glacier, Langtang region, Nepal Himalaya, *IAHS, 218*, 309-316, 2001.

Konzelmann, T.,.Radiation, in *Glacial Climate Research in the Tianshan*, edité par Ohmura, A., pp. 43-60, ETH Geographisches Institut, Zurich, 1990.

Konzelmann, T., R. S. W. Van De Wal, W. Greuell, R. Bintanja, E. A. C. Henneken, et A. Abe-Ouchi, Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet, *Global Planetary Change, 9*, 143-164, 1994.

Konzelmann, T., et R. J. Braithwaite, Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern north Greenland, *Journal of Glaciology, 41*(137), 174-182, 1995.

Konzelmann, T., et A. Ohmura, Radiative fluxes and their impact on the energy balance of the Greenland ice sheet, *Journal of Glaciology, 41*(139), 490-502, 1995.

Kotlyakov, V. M., et I. M. Lebedeva, Nieve and ice penitentes: The way of formation and indicative significance, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, X*, 111-127, 1974.

Kraus, G., *Boden und Klima auf kleinstem Raum,* Fischer, Jena, 1911.

Kraus, H., Energy exchange at air-ice interface, *The role of snow and ice in hydrology, Proceedings of a symposia held at Banff, September 1972*, 128-164, 1973.

Kraus, H., An energy balance model for ablation in mountainous areas, *IAHS, 104*, 74-82, 1975.

Krauss, E. B., Secular changes of tropical rainfall regimes, *Quart.J.Roy.Meteor.Soc., 81*, 198-210, 1955.

Kruss, P. D., et S. Hastenrath, The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers, Part I: horizontal reference surfaces, *Journal of Climatology, 7*, 493-505, 1987.

Kruss, P. D., et S. Hastenrath, The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers. Part 3. The latitude effect, *International Journal of Climatology, 10*(3), 321-328, 1990.

Kuhn, M., L. S. Kundla, et L. A. Stroschein, The radiation budget at Plateau Station, Antarctica, 1966-67, *Antarctica Research Series, 25*, 41-73, 1977.

Kuhn, M., et L. Siogas, Spectroscopic studies at Mc Murdon, South Pole and Siple station during the austral summer 1977-78, *Antarctic Journal U.S., 13*, 178-179, 1978.

Kuhn, M., Die Höhe des Geschwindigkeitsmaimums in Gletscherwind als Parameter des Wärmehaushalts, *Zentralanstalt für Meteorologie and Geodynamik in Wien*, 69/1-69/8, 1978.

Kuhn, M., On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier, *Journal of Glaciology, 22*, 263-272, 1979.

Kuhn, M., Climate and glaciers. Sea Level, Ice and Climatic Change (Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979), *IAHS, 131*, 3-20, 1980.

Kuhn, M., Bidirectional reflectance of polar and alpine snow surfaces, *Annals of Glaciology, 6*, 164-167, 1985.

Kuhn, M., Micro-meteorological conditions for snow melt, *Journal of Glaciology, 33*(113), 24-26, 1987.

Kuhn, M.,.The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations, in *Glacier fluctuations and climatic change*, edité par Oerlemans, J., pp. 407-417, Dordrecht, 1989.

Kuhn, M., Methods of assessing the effects of climate changes on snow and glacier hydrology. In G. J. Young (Ed.), *Snow and glacier hydrology*. Proceedings of the Kathmandu Symposium 1992., *IAHS, 218*, 135-144, 1993.

Kuhn, M., E Dreiseitl, S. Hofinger, G. Markl, N. Span, et G. Kaser, Measurements and models of the mass balance of Hintereisferner, *Geografiska Annaler, 81*(A), 659-670, 1999.

Kull, C., et M. Grosjean, Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate-glacier model, *Journal of Glaciology, 46*(155), 622-632, 2000.

Kuusisto, P. P., On the values and variability of degree-day melting factors in Finland, *Nordic Hydrology, 11*(5), 235-242, 1980.

Kuz'min, *Melting of snow cover ,* 1ière ed., 290 pp., Israel Program for Scientific Translations, Leningrad, 1961.

LaChapelle, E. R., Annual mass and energy exchange on the Blue Glacier, *Journal of Glaciology, 64*(4), 443-449, 1959.

Lang, H., et L. Braun, On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation, *Hydrology of Mountainous Areas, Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia*, 347-354, 1990.

Larson, L. W., et E. L. Peck, Accuracy of precipitation measurement for hydrological modelling, *Water Resources Research, 10*, 857-863, 1974.

Laumann, T., et N. Reeh, Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway, *Journal of Glaciology, 39*(133), 656-665, 1993.

Laval, K.,.Hydrological Processes in GCMs, in *Land Surface Processes in Hydrology*, edité par Sorooshian, S., Gupta, H. V., et Rodda, J. C., pp. 45-61, Berlin, 1997.

LeBaron, B. A., W. A. Peterson, et I. Dirmhirn, Corrections for diffuse irradiance measured with shadowbands, *Solar Energy, 25*, 1-13, 1980.

Leblanc, J. M., J. E. Sicart, R. Gallaire, J. P. Chazarin, P. Ribstein, B. Pouyaud, B. Francou, et H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1997-98*, 1, IRD, 100 pp., 2000.

Leblanc, J. M., *Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales, Vallée du Rio Zongo, Bolivie*, mémoire de DEA, Université Montpellier II, 52 pp., 2001.

Lecorps, D., et M. Sudul, 10 years of snow depth measurement, *Workshop on Precipitation Measurements, St. Moritz 3-7 December*, 217-220, 1989.

Lehning, M, P. Bartelt, B. Brown, et C. Fierz, A physical SNOWPACK model for the Swiss Avalanche Warning Services. Part III: Meteorological Forcing and Overall Evaluation, *Journal of Glaciology,* 2001, soumis.

Lenters, J. D., et K. H. Cook, Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America, *Journal of Climate, 8*, 2298-3005, 1995.

Lenters, J. D., et K. H. Cook, Summertime Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation, *Monthly Weather Review, 127*, 409-431, 1999.

Leroux, C., *Etude théorique et expérimentale de la réflectance de la neige dan le spectre solaire. Application à la télédétection*, thèse de doctorat, Université des sciences et technologies de Lille, 1996.

Lettau, H. H., A case study of katabatic flow on the South Polar Plateau, *Antarctica Research Series, 8*, 1-11, 1966.

Lettau, H. H., Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description, *Journal of Applied Meteorology, 8*, 828-832, 1969.

Lindsay, R. W., Temporal Variability of the Energy Balance of Thick Arctic Pack Ice, *Journal of Climate, 11*, 313-333, 1998.

Liou, K. N., On the Absorption, Reflection and Transmission of Solar Radiation in Cloudy Atmospheres, *Journal of Glaciology, 33*, 798-805, 1976.

Lliboutry, L., The origin of penitents, *Journal of Glaciology, 2*(15), 111-127, 1954.

Lliboutry, L., *Traité de glaciologie, tome I et II,* 1ière ed., 1040 pp., Masson, Paris, 1964.

Lliboutry, L., Multivariate statistical analysis of glacier annual balances, *Journal of Glaciology, 13*(69), 371-392, 1974.

Lliboutry, L., et M. Echevin, Mesures des bilans annuels en zone d'accumulation, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 10*(1-2), 71-88, 1975.

Lliboutry, L., B. Morales Arnao, et B. Schnieder, Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balance at Safuna, *Journal of Glaciology, 18*(79), 275-290, 1977.

Lupo, A. R., J. J. Nocera, L. F. Bosart, E. G. Hoffman, et D. J. Knight, South America Cold Surges: Types, Composites, and Case Studies, *Monthly Weather Review, 129*, 1021-1041, 2001.

Male, D. H., et R. J. Granger, Snow Surface Energy Exchange, *Water Resources Research, 17*(3), 609-627, 1981.

Manabe, S., et D. G. Hahn, Simulation of the tropical climate of an ice age, *Journal of Geophysical Research, 82*(27), 3889- 3911, 1977.

Mannstein, H., The interpretation of albedo measurement on a snowcovered slope, *Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, B-36*, 73-81, 1985.

Marbouty, D., An experimental study of temperature gradient metamorphism, *Journal of Glaciology, 26*(94), 303-312, 1980.

Marks, D., et J. Dozier, A clear-sky longwave radiation model for remote Alpine areas, *Arch.Meteorol.Geophys.Bioklimatol.Ser.B, 27*, 159-187, 1979.

Marks, D., J. Dozier, et R. E. Davis, Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 1. Meteorological Measurements and Monitoring, *Water Resources Research, 28*(11), 3029-3042, 1992.

Marshall, S. E., et S. G. Warren, Parameterization of snow albedo for climate models, *Large scale effects of seasonal snow cover, Proceedings of the Vancouver symposium*, 43-50 , 1987.

Marsily de, G., Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie, *Revue des Sciences de l'Eau, 7*, 219-234, 1994.

Marsily de, G., Le modèle: une manie ou une nécessité?, *Géologues, 124*, 27-31, 2000.

Martin, S., Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint Sorlin, *Journal of Glaciology, 14*(70), 91-105, 1975.

Martin, S., Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau des trois glaciers du massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentière, Mer de glace), *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 13*(1/2), 127-153, 1977.

McGuffie, K., et A. Henderson-Sellers, The diurnal hysteresis of snow albedo, *Journal of Glaciology, 31*(108), 188-189, 1985.

Meesters, A. G. C. A., N. J. Bink, H. Vugts, F. Cannemeijer, et E. A. C. Henneken, Turbulence observations above a smooth melting surface on the Greenland ice sheet, *Boundary-Layer Meteorology, 85*, 81-110, 1997.

Meesters, A. G. C. A., et M. Van den Broeke, Response of the longwave radiation over melting snow and ice to atmospheric warming, *Journal of Glaciology, 43*(143), 66-70, 1997.

Meister, R., Density of new snow and its dependence on air temperature and wind, *Workshop on the Correction of Precipitation Measurements, Zurich 1-3 April*, 73-79, 1985.

Mellor, M., Some optical properties of snow, *Proc. Int. Symp. on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches, Davos, Switzerland*, 128-140, 1965.

Mellor, M., Engineering Properties of Snow, *Journal of Glaciology, 19*(81), 15-99, 1977.

Mermier, M., et B. Seguin, Comment on "On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies" by W. Brutsaert, *Water Resources Research, 12*, 1327-1328, 1976.

Mondet, J., *Etude des paramètres de surface de la calotte polaire antarctique, dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge, à partir des données de l'instrument de télédétection POLDER*, thèse de doctorat, Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 251 pp., 1999.

Monin, A. S., et A. M. Obukhov, Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Tr.Geofiz.Instit.Akad.Nauk, S.S.S.R., 24*(151), 164-187, 1954.

Moore, R. D., On the Use of Bulk Aerodynamic Formulae Over Melting Snow, *Nordic Hydrology, 14*(4), 193-206, 1983.

Morris, E. M., Turbulent transfer over snow and ice, *Journal of Hydrology, 105*, 205-223, 1989.

Morris, E. M., et R. J. Harding, Parameterization of turbulent transfers between glaciers and the atmosphere, *IAHS, 208*, 543-549, 1991.

Morris, E. M., Surface ablation rates on Moraine Corrie Glacier, Antactica, *Global Planetary Change, 22*(1-4), 221-231, 1999.

Mukammal, E. I., A note on dew deposition on pyrradiometers, *Solar Energy, 13*, 421-423, 1972.

Munro, D. S., Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: comparison with eddy correlation, *Journal of Glaciology, 35*(121), 343-348, 1989.

Munro, D. S., A surface energy exchange model of glacier melt and net mass balance, *International Journal of Climatology, 11*, 689-700, 1991.

Müller, F., et C. M. Keeler, Errors in short-term ablation measurements on melting ice surfaces, *Journal of Glaciology, 8*(52), 91 -105, 1969.

Müller, H., Review paper: On the radiation budget in the Alps, *Journal of Climatology, 5*, 445-462, 1985.

Nakawo, M., et N. Hayakawa, *Snow and ice science in hydrology,* 1ière ed., 135 pp., IHAS, Nagowa, 1998.

Neuilly, M., et CETAMA, *Modélisation et estimation des erreurs de mesure,* 2nd ed., 692 pp., Lavoisier, Paris, 1998.

Nordenskjold, A. E., Cryoconite found 1870, July 19th-25th, on the inland ice, east of Auleitsivik Fjord, Disco Bay, Greenland, *Geol. Mag. Decade 2, 2*, 157-162, 1875.

O'Neill, A. D. J., et D. M. Gray, Solar radiation penetration through snow, *IAHS, 1*, 227-249, 1973.

Obled, C., et B. Rosse, Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point, *Cahiers de l'ORSTOM, série hydrologique, XII*(4), 235-252, 1975.

Obled, C., et B. Rosse, Mathematical models of a melting snowpack at an index plot, *Journal of Hydrology, 32*, 139-163, 1977.

Obled, C., et H. Harder, A review of snow melt in the mountain environment, *Workshop on Modeling of snow cover Runoff, U.S. Army Cold Reg. Res. Lab., Hanover (N.H.), 25-28 Sept. 1978,* 179-204, 1979.

Obleitner, F., et J. De Wolde, On intercomparaison of instruments used within the Vatnajökull glacio-meteorological experiment, *Boundary-Layer Meteorology, 92*, 27-37, 1999.

Obleitner, F., The energy budget of snow and ice at Breidamerkurjökull, Vatnajökull, Iceland, *Boundary-Layer Meteorology, 97*, 385-410, 2000.

Oerlemans, J., et N. C. Hoogendoorn, Mass-balance gradients and climatic change, *Journal of Glaciology, 35*(121), 399- 405, 1989.

Oerlemans, J., The mass balance of the Greenland ice sheet: sensitivity to climate change as revealed by energy-balance modelling, *Holocene, 1*(1), 40-49, 1991.

Oerlemans, J., Climate sensivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alfotbreen, *Journal of Glaciology, 38*(129), 223-231, 1992.

Oerlemans, J.,.Modelling of glacier mass balance, in *Ice in the climate system*, edité par Peltier, W. R., pp. 101-116, Berlin, 1993.

Oerlemans, J.,.The atmospheric boundary layer over melting glaciers, in *Clear and Cloudy Boundary Layers*, 129-153, 1998.

Oerlemans, J., et W. Knap, A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland, *Journal of Glaciology, 44*(147), 231-238, 1998.

Oerlemans, J., Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance, *Journal of Glaciology, 46*(155), 571-579, 2000.

Oerter, H., D. G. Baker, H. Moser, et O. Reinwarth, Glacial-hydrological investigations at the Vernagtferner glacier as a basis for a discharge model, *Nordic Hydrology, 12*, 335- 348, 1981.

Ohata, T., The effect of glacier wind on local climate, turbulent heat fluxes and ablation, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 25*(1), 49-68, 1989.

Ohmura, A., *Climate and Energy Balance on Arctic Tundra*, 3, Zürcher Geographische Schriften, Departement of Geography, ETH Zürich, 448 pp., 1981.

Ohmura, A., et K. Schroff, Physical characteristics of the Davos-type pyrradiometer for short- and long-wave radiation, *Arch.Meteorol.Geophys.Bioklimatol.Ser.B, 33*, 57-76, 1983.

Ohmura, A.,.On the existence of glacier N°1, Urumqi River, in *Glacial Climate Research in the Tianshan*, edité par Ohmura, A., pp. 37-42, ETH Geographisches Institut, Zurich, 1990.

Oke, T. R., *Boundary Layer Climates,* 2nd ed., 435 pp., Routledge, New York, 1987.

Olyphant, G. A., Longwave radiation in mountainous areas and its influence on the energy balance of Alpine snowfields, *Water Resources Research, 22*(1), 62-66, 1986a.

Olyphant, G. A., The components of incoming radiation within a mid-latitude alpine watershed during the snowmelt season, *Arctic and Alpine Research, 18*(2), 163-169, 1986b.

OMM, *Guide des instruments et des méthodes d'observation météorologiques,* 6ième ed., 480 pp., Secrétariat de l'Organisation météorologique mondiale, Genève, 1996.

Paltridge, G. W., Day-time long-wave radiation from the sky, *Q.J.R.Meteorol.Soc., 96*, 645- 653, 1970.

Paltridge, G. W., et C. M. R. Platt, *Radiative Processes in Meteorology and Climatology,* 1ière ed., 318 pp., Elsevier scientific publishing company, Amsterdam, 1976.

Paterson, W. S. B., *The physics of glaciers,* 3ième ed., 480 pp., Pergamon, New York, 1994.

Perrin de Brichambeau, C., *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels; méthodes actinométriques,* 1ière ed., 300 pp., Gauthier-Villars, Paris, 1963.

Perrin, C., *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*, thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 530 pp., 2000.

Philipona, R., C. Fröhlich, et Ch. Betz, Characterization of pyrgeometers and the accuracy of atmospheric long-wave radiation measurements, *Applied Optics, 34*(9), 1598-1605, 1995.

Platt, C. M., Some observations of the climate of Lewis Glacier, Mount Kenya, during the rainy season, *Journal of Glaciology, 6*(44), 267-287, 1966.

Plüss, C., *The Energy Balance Over an Alpine Snowcover*, thèse de doctorat, Department of Geography, ETH Zürich, 115 pp., 1997.

Poggi, A., *Evolution de la neige déposée à moyenne altitude*, 412, Faculté des sciences, Université de Grenoble, 38 pp., 1966.

Poggi, A., *Introduction à la micrométéorologie,* 1ière ed., 148 pp., Masson, Paris, New York, 1977.

Poggi, A., Etude comparative du bilan thermique en deux stations du glacier Ampère, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 13*(1), 87-97, 1977.

Potter, J. G., *Water content of freshly fallen snow*, TEC-569, Meteorol. Branch, Dept. of Transport, Toronto, Ont., CIR-4232 , 1965.

Pouyaud, B., *Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Exemples du lac de Bam et de la mare d'Oursi (Burkina-Faso), du lac Tchad et d'Açudes du Nordeste brésilien*, thèse de doctorat d'état, ORSTOM, 254 pp., 1986.

Pouyaud, B., B. Francou, et P. Ribstein, Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales, *Bulletin de l'institut français d'études andines, 24*(3), 707-714, 1995.

Prohaska, F., Distinctive bioclimatic parameters of the subtropical-tropical Andes, *Int.J.Biomet., 14*, 1 -12, 1970.

Queney, P., *Elements de météorologie,* 2nd ed., 300 pp., Masson, Paris, 1974.

Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloîtres, R. Guérin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud, et E. Jordan, Small-sized glaciers disappearing in the Tropical Andes. A case study in Bolivia : The Chacaltaya Glacier, 16°S, *Journal of Glaciology,* 2001, sous presse.

Ranzi, R., et R. Rosso, A physically based approach to modelling distributed snowmelt in a small alpine catchment, *IAHS, 205*, 141-150, 1991.

Rasmussen, L. A., H. Conway, et S. A. Ferguson, Estimation of atmospheric transmittance from upper-air humidity, *Solar Energy, 62*(5), 359-368, 1998.

Reijmer, C. H., W. Knap, et J. Oerlemans, The surface albedo of the Vatnajökull ice cap, Iceland: a comparison between satellite-derived and ground-based measurements, *Boundary-Layer Meteorology, 92*, 125-144, 1999.

Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou, et R. Saravia, Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia, *Journal of Hydrology, 165*, 221-234, 1995.

Rigaudière, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud, et R. Saravia, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1993-94*, 43, ORSTOM, 69 pp., 1995a.

Rigaudière, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud, et R. Saravia, *Un modèle hydrologique du glacier du Zongo*, 44, ORSTOM , 90 pp., 1995b.

Roche, M. F., *Dictionnaire français d'hydrologie de surface,* 1ière ed., 288 pp., Masson, Paris, New York, 1986.

Rouse, W. R., Examples of enhanced global solar radiation through multiple reflection from an ice-covered Arctic sea, *Journal of Climate and Applied Meteorology, 26*, 670-674, 1987.

Rozanski, K., et L. Araguas, Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent, *Bulletin de l'institut français d'études andines, 24*(3), 379-390, 1995.

Satterlund, D. R., An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere, *Water Resources Research, 15*, 1649-1650, 1979.

Schuler, T., *Hydrology of a tropical glacier, case study Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia,* Diploma Thesis, Institute for Hydrology, University of Freiburg, Germany , 48 pp., 1997.

Schwerdtfeger, J., Theoritical derivation of the thermal conductivity and diffusivity of snow, *IAHS, 61*(75), 81-1963.

Schwerdtfeger, P., *Physical principles of micrometeorological measurements,* 1ière ed., 111 pp., Elsevier, Developments in Atmospheric Science, Amsterdam, 1976.

Schwerdtfeger, W., *Climates of Central and South America,* 1ière ed., 532 pp., Elsevier Scientific, Amsterdam, 1976.

Seiberg, J., *Conceptual Runoff Models - Fiction or Representation of Reality?*, résumés de thèse de doctorat, Department of Earth Sciences, Hydrology, Uppsala University, Sweden, 52 pp., 1999.

Seligman, G., *Snow Structure and Ski Fields,* 1ière ed., 542 pp., Macmillan, New York, 1936.

Sevruk, B., Conversion of snowfall depths to water equivalents in the Swiss Alps, *ETH/IAHS/WMO, Workshop on the Correction of Precipitation Measurements, Zurich 1-3 April*, 81-88, 1985.

Sevruk, B., Reliability of precipitation measurement, *WMO/IAHS/ETH, Workshop on Precipitation Measurements, St. Moritz 3-7 December 1989*, 13-19, 1989.

Sicart, J. E., *Optimisation d'un réseau de balises afin d'estimer le bilan de masse. Glacier du Zongo, Cordillère Royale de Bolivie*, Projet de fin d'étude, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne, 39 pp., 1996.

Sicart, J. E., P. Wagnon, R. Gallaire, B. Francou, P. Ribstein, B. Pouyaud, et H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1996-97*, 57, ORSTOM, 119 pp., 1998.

Sicart, J. E., P. Ribstein, P. Wagnon, et D. Brunstein, Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes, *Journal of Geophysical Research, 106*(D23), 31729-31738, 2001.

Sicart, J. E., P. Ribstein, J. P. Chazarin, et E. Berthier, Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements, *Water Resources Research,* 2002, soumis.

Singh, P., et N. Kumar, Determination of snowmelt factor in the Himalayan region, *Hydrological Sciences Journal, 41*(3), 301-310, 1996.

Singh, P., et V. P. Singh, *Snow and glacier hydrology,* 1ière ed., 742 pp., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2001.

Smeets, C., P. Duynkerke, et H. Vugts, Turbulence Characteristics of the Stable Boundary Layer over a Mid-Latitude Glacier, Part I: A Combination of Katabatic and Large-Scale Forcing, *Boundary-Layer Meteorology, 87*, 117-145, 1998.

Smeets, C., P. Duynkerke, et H. Vugts, Turbulence Characteristics of the Stable Boundary Layer over a Mid-Latitude Glacier, Part II: Pure Katabatic Forcing Conditions, *Boundary-Layer Meteorology,* 1998, soumis.

Spiegel, M. R., *Probabilités et statistiques. Cours et problèmes,* 1ière ed., 385 pp., McGraw-Hill Inc., New York, Paris (pour la traduction française), 1981.

Staley, D. O., et G. M. Jurica, Effective Atmospheric Emissivity under Clear Skies, *Journal of Applied Meteorology, 11*, 349-356, 1972.

Stull, R. B., *An Introduction to the Boundary Layer Meteorology,* 1ière ed., 669 pp., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1988.

Sugita, M., et W. Brutsaert, Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation, *Water Resources Research, 29*, 599-605, 1993.

Swinbank, W. C., Longwave radiation from clear skies, *Q.J.R.Meteorol.Soc., 89*, 339-348, 1963.

Takeuchi, N, S. Kohshima, T. Shiraiwa, et K. Kubota, Characteristics of cryoconite (surface dust on glaciers) and surface albedo of a Patagonian glacier, Tyndall Glacier, Southern Patagonia icefield, *Bulletin of Glaciological Research, 18*, 65-69 , 2001.

Tangborn, W. V., R. M. Krimmel, et M. F. Meier, A comparison of glacier mass balance by glaciological, hydrological and mapping methods, South Cascade Glacier, Washington, *IAHS, 104*, 185-196, 1975.

Tangborn, W. V., Prediction of glacier derived runoff for hydro-electric development, *Geografiska Annaler, 66A*, 257-265, 1984.

Thompson, L. G., S. Hastenrath, et B. Morales-Arnao, Climatic ice core records from the tropical Quelccaya Ice Cap, *Science, 203*, 1240 -1243, 1979.

Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, et B. Morales-Arnao, El Nino-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, *Science, 226*, 50-53, 1984a.

Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, P. M. Grootes, M. Pourchet, et S. Hastenrath, Tropical glaciers: potential for ice core paleoclimatic reconstructions, *Journal of Geophysical Research, 89*(D3), 4638- 4646, 1984b.

Thompson, L. G., M. E. Davis, E. Mosley-Thompson, T. A. Sowers, K. A. Henderson, V. S. Zagorodnov , P. N. Lin, V. N. Mikhalenko, R. K. Campen, J. F. Bolzan, J. Cole-Dai, et B. Francou, A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores, *Science, 282*, 1858-1864, 1998.

U.S.Army Corps of Engineers, *Summary report of the snow investigations, snow hydrology,* North Pacific Division, Portland Oregon, 1956.

Unsworth, M. H., Long-wave radiation at the ground, II, Geometry of interception by slopes, solids and obstructed planes, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101*, 25-34, 1975.

Unsworth, M. H., et J. L. Monteith , Geometry of long-wave radiation at the ground, I, Angular distribution of incoming radiation at the ground, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101*, 13-24, 1975.

Vallon, M., Errors in the determination of ablation using stakes, *Journal of Glaciology, 7*(49), 132-133, 1968.

Vallon, M., et J. C Leiva, Bilans de masse et fluctuations récentes du glacier de Saint-Sorlin (Alpes françaises), *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 17*(2), 143-167 , 1981.

Van De Wal, R. S. W., J. Oerlemans , et J. C. Van Der Hage, A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austrian Alps, *Journal of Glaciology, 38*(130), 319-324, 1992.

Van De Wal, R. S. W., et J. Oerlemans, An energy balance model for the Greenland ice sheet, *Global Planetary Change, 9*, 115-131, 1994.

Virji, H., A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds, *Monthly Weather Review, 109*, 599-610, 1981.

Voituriez, B., et G. Jacques, *El Nino. Réalité et fiction,* 1ière ed., 116 pp., UNESCO, Paris, 1999.

Vowinckel, E., et S. Orvig, Relation between solar radiation income and cloud type in Arctic, *Journal of Applied Meteorology, 1*, 552-559, 1962.

Vuille, M., D. R. Hardy, C. Braun, F. Keimig, et R. S. Bradley, Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama Ice Cap, Bolivia, *Journal of Geophysical Research, 103*(D10), 11191-11204, 1998.

Vuille, M., Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dray and wet periods and extreme phase of the southern oscillation, *International Journal of Climatology, 19*, 1579-1600, 1999.

Vuille, M., Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *Journal of Geophysical Research, 105*(D10), 12,447-12,460, 2000.

Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud, et H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1994-95*, 49, ORSTOM, 82 pp., 1995.

Wagnon, P., P. Ribstein, T. Schuler, et B. Francou, Flow separation on Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia, *Hydrological Processes, 12*, 1911-1926, 1998.

Wagnon, P., *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat*, thèse de doctorat, Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 199 pp., 1999.

Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, et B. Pouyaud, Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *Journal of Geophysical Research, 104*(D4), 3907-3923, 1999.

Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, et J. E. Sicart, Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997-98 El Nino year, *Journal of Glaciology, 47*(156), 21-28, 2001.

Wagnon, P., J. E. Sicart, E. Berthier, et J. P. Chazarin, High altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, *Journal of Geophysical Research,* 2002, soumis.

Warren, S. G., et W. J. Wiscombe, A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols, *Journal of Atmospheric Science, 37*, 2734-2745, 1980.

Warren, S. G., Optical properties of snow, *Reviews of Geophysics and Space Physics, 20*(1), 67-89, 1982.

Warren, S. G., Impurities in snow: Effects on albedo and snowmelt (review), *Annals of Glaciology, 5*, 177-179, 1984.

Warren, S. G., T. C. Grenfell, et P. C. Mullen, Optical properties of Antarctic snow, *Antarctic Journal U.S., 21*, 247-248, 1986.

Webb, E. K., Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 96*(408), 67-90, 1970.

Wendler, G., A note on the advection of warm air towards a glacier. A contribution to the international hydrological decade, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, X*, 199-205, 1974.

Wendler, G., et A. Poggi, Measurements of the catabatic wind in Antarctica, *Antarctic Journal U.S., 15* (5), 193-195, 1980.

Wendler, G., F. D. Eaton, et T. Ohtake, Multiple reflection effects on irradiance in the presence of Arctic Stratus clouds, *Journal of Geophysical Research, 86*(C3), 2049-2057, 1981.

Wendler, G., N. Ishikawa, et Y. Kodama, The heat Balance of the Icy Slope of Adelie Land, Eastern Antarctica, *Journal of Applied Meteorology, 27*, 52-65, 1988.

Wendler, G. et J. Kelley, On the albedo of snow in Antarctica: contribution to I.A.G.O, *Journal of Glaciology, 34*(116), 19-25, 1988.

Winther, J. G., Short- and Long-Term Variability of Snow Albedo, *Nordic Hydrology, 24*, 199-212, 1993.

Wiscombe, W. J., et S. G. Warren, A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow, *Journal of Atmospheric Science, 37*, 2712-2733 , 1980.

WMO, Results of an intercomparaison of models of snowmelt runoff, *Operational Hydrology report, 23*, 103-112, 1986.

Woo, M. K., et B. B. Fitzharris, Reconstruction of mass balance variations for Franz Josef Glacier, New Zeland, 1913-1989, *Arctic and Alpine Research, 24*, 281-290, 2001.

Yamanouchi, T., Variations of Incident Solar Flux and Snow Albedo on the Solar Zenith Angle and Cloud Cover, at Mizuho Station, Antarctica, *Journal of the Meteorological society of Japan, 61*(6), 879-893, 1983.

Yamanouchi, T., et S. Kawaguchi, Longwave radiation balance under a strong surface inversion in the katabatic wind zone, Antarctica, *Journal of Geophysical Research, 89*(D7), 11,771-11,778, 1984.

Yang, D., B. E. Goodison, J. Metcalfe, P. Louie, E. Elomaa, H. Clayton, V. Golubev, T. Gunther, J. Milkovic, et M. Lapin, Compatibility evaluation of national precipitation gage measurements, *Journal of Geophysical Research, 106* (D2), 1481-1491, 2001.

Zuo, Z., et J. Oerlemans, Modelling albedo and specific balance of the Greenland ice sheet: calculations for the Søndre Strømfjord transect, *Journal of Glaciology, 42*(141), 305-317, 1996.

Zuzel, J. F., et L. M. Cox, Relative importance of meteorological variables in snowmelt , *Water Resources Research, 11*(1), 174-176, 1975.